

### 第3章 乱気流とウインドシヤー\*

乱気流とは大気の流れによって航空機に動揺を与える気流である。航空機の種類や飛行速度によって揺れの度合いが異なる。乱気流の強度は航空機の揺れを目安としたパイロットの体感に頼っており、強度の階級は「弱」、「並」、「強」に分けられる（表3-1-1：ICAO航空委員会で、この3段階の強度と、体感や加速度計の変動幅を対応させた乱気流階級表を設定している）。以下、ここでは強度「並」以上の乱気流について取り上げる。

乱気流は一般的に「晴天乱気流」、「雲中乱気流」、「山岳波による乱気流」の3種類に分けられる。さらに、ここではその発生高度によって次のとおり分類する。

「高高度」：フライトレベル24,000ft (FL240) 以上：航空規則で、新東京航空地方気象台の担当空域は亜音速巡航高度24,000ft以上の空域と定めている

「低層」：フライトレベル2,000ft (FL020) 以下：WMO技術規則ではウインドシヤー警報は1,600ftまでを対象としている。ここでは、気象庁の昭和63年度航空気象予報技術検討会で「低層ウインドシヤーと低層乱気流をおおむね2,000ft以下」と定義して収集した資料を用いているので2,000ft以下とした

「中・下層」：上記以外のフライトレベル2,000～24,000ft (FL020～240) とする。

なお、フライトレベルは通常、14,000ft以下には使用しないが、気象庁では作業をできるだけ単純化して混乱を防ぐために、高度はFLを前置した3文字（100ft単位の数値）を使用しており、本書で

もこれに従う。

また、低層で発生する鉛直または水平方向の風向・風速差を「低層ウインドシヤー」という。

これらについて以下①～④のように解説する。

#### ① 晴天乱気流 (Clear Air Turbulence:CAT)

晴天域またはCi域で発生する乱気流で、Ciの特徴から視認できることもあるが、多くは突然遭遇する。晴天乱気流のうち高高度で発生するものについては3.1節で、中・下層で発生するものについては3.2節で述べる。

#### ② 雲中乱気流

雲の中では強弱の違いはあるが上昇・下降気流が存在し、機体に動揺をもたらす。このうち「強」の乱気流を発生しやすい積乱雲(Cb)については第4章で述べる。

#### ③ 山岳波による乱気流

強風が山を越えたとき、その風下側に山岳波による乱気流が発生する。このうち、高高度で発生するものは晴天乱気流に含まれるので3.1節で述べる。中・下層で発生するものについては3.2節で述べる。

#### ④ 低層の乱気流とウインドシヤー

低層の強風、顕著な風向・風速の変化を伴う前線の通過、突風を伴う強風、発達したCbによって発生する。3.3節で述べる。

### 3.1 高高度の晴天乱気流 (CAT)

#### 3.1.1 衛星画像とCAT

CATはケルビンヘルムホルツ波 (K-H波) の不安定が原因といわれている。K-H波が発達するためには、重力によって乱流を打ち消そうとする力よりも、風のシヤーによって生成される乱流のエ

表3-1-1 ICAO航空委員会による乱気流階級表

乱気流の強度	加速度計の変動幅	体 感
弱	0.5g 以下	やや動揺を感じるが腰が浮くほどではない
並	0.5～1.0g	航空機の姿勢や高度はかなり変動するが、制御可能。機速に小変動あり、歩行は困難、体はベルトで締め付けられる。固定していない物体は移動する
強	1.0g より大	航空機の姿勢や高度が急速に変わり、一時的に制御不能となる。機速の変動大、体はベルトで激しく締め付けられる。固定していない物体ははね回る

\* 3.1、3.2.1 池田 博文 3.2.2 伊藤 秀喜、奥村 栄宏（現観測部管理課） 3.3 伊藤 秀喜

ネルギーの方が大きいことが必要である。具体的にはリチャードソン数（以下Riという）がそのパラメータとなる。Riは次式で与えられる。

$$Ri = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \left/ \left( \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial z} \right)^2 \right. = - \frac{1}{\rho \theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} \left/ \left( \frac{\partial \mathbf{V}}{\partial p} \right)^2 \right.$$

g : 重力加速度 θ : 温位 z : 高度 V : 水平風ベクトル p : 気圧 ρ : 密度 Ri は静力学的な安定度が減少すれば小さくなり、また風の鉛直シヤー（以下VSという）が増加すれば小さくなる。理論的研究や室内実験の結果では、K-H波の不安定が発生するには、Riが0.25以下であることが必要とされている。

しかし、K-H波を直接捉えるには現在の高層観測網や数値予報の分解能は粗すぎ、これらで計算されるRiとの対応は良くない。したがって、CAT予報はポテンシャル予報の域を出ないのが現状であり、RiのほかVS、風の水平シヤーなどを総合してCATの可能性を判断することが多い。また、Riを小さくする要因としての中立成層の存在にも着目する。

しかし、K-H波を直接捉えるには現在の高層観測網や数値予報の分解能は粗すぎ、これらで計算されるRiとの対応は良くない。したがって、CAT予報はポテンシャル予報の域を出ないのが現状であり、RiのほかVS、風の水平シヤーなどを総合してCATの可能性を判断することが多い。また、Riを小さくする要因としての中立成層の存在にも着目する。

東京航空地方気象台（1998）の調査によると、高層実況でVSが10kt/1,000ft以上のとき「並」以上のCATが発生しやすく、15kt/1,000ftを超えると「強」のCATが発生しやすくなるとしている。ま

た、CATの約7割がRiが2未満で発生しており、「並」以上のCATについては、Riとの相関がVSのそれより高く、VSが小さい場合の指標になる場合があるとしている。

静止気象衛星画像は空間的、時間的に連続性をもったデータを提供してくれる。したがって、動画機能を活用することによって、CATに関連する総観スケールからメソスケールの現象の解析ができる。衛星画像と、Riなどの高層実況・数値予報から求められたパラメータを組み合わせることによって、CATが起りやすい領域をより正確に把握することが可能である。

衛星画像で観測されるCATに関する指標は大きく次の3つに分けられる。

- (1) 高解像度の可視画像のみで観測される浪雲として知られる波状雲
- (2) 水蒸気画像を含むすべての画像で観測される雲パターンや水蒸気パターンに関連した雲境界や湿潤境界
- (3) 山脈風下側の山岳波に伴い赤外画像で観測される地形性Ciまたは水蒸気画像で観測される暗域

### CAT予測のインデックス

CATを数値予報から予測するためのインデックスとして、リチャードソン数（Ri）、風の鉛直シヤー（VS）の他、DuttonのインデックスやEllrodのインデックスなどがある。Duttonのインデックス（E）は風の鉛直シヤーと水平シヤーを組み合わせたもので、英国で使用されている。北太平洋乱気流調査で得たパイロット報告と数値予報をもとにして統計的に得られたもので、次式によって与えられる。

$$E = 1.25 \times Sh + 0.25 \times Sv^2 + 10.5$$

ただし、Shは水平シヤー（m/s/100km）、Svは鉛直シヤー（m/s/km）である。

また、Ellrodのインデックス（TI）は風の鉛直シヤーと水平変形を考慮したもので、米国で使用されている。変形は移流によって温度場が集中していく量と関係があり、気温傾度の増加は温度風の関係により鉛直シヤーの増大につながる。すなわち、現状でどのくらいの鉛直シヤーがあるかというだけでなく、それが増大する方向にあるか否かも考慮している。TIは次式で与えられる。

$$TI = VWS \times DEF$$

ただし、VWSは風の鉛直シヤー、DEF =  $(\partial u / \partial x - \partial v / \partial y)^2 + (\partial v / \partial x + \partial u / \partial y)^2$  は変形である。

これら4つの予測インデックスRi、VS、E、TIについて、旧数値予報領域モデル（JSM）による検証結果では、TI、VSの順に精度が良かったという結果が出されている（長谷川ら、1993）。現数値予報領域モデル（RSM）での検証で発表されたものはないが、試験的な調査結果ではVSとTIの予想精度に有意な差は見られないとされている（大林、1998）。ただし、この種の調査では、その実況把握が困難であり、検証方法が問題となる。

2001年6月半ばから気象庁にカンパニーパイレップ（C-PIREP）データの入電が開始された。これは従来の特別機上観測報告等の乱気流実況資料に比べ、通報数が多い、強度「並」以上の揺れに加えて弱い揺れや揺れがないという情報が含まれる、フォーマットが決められており計算機で処理しやすい、等の利点がある（大林、2001）。今後C-PIREPデータを用いた各種インデックスの検証により、数値予報による乱気流予報の精度向上が期待される。また、衛星画像とCATの関係についても、より詳細な調査が可能となる。

（池田 博文）

### 3.1.2 浪雲 (Billow clouds)

「浪雲」は短命な非地形性の波状雲で、Ci中で観測されることが多い。Ellrod (1985) によれば、浪雲はK-H波の不安定が可視化されたものであり、この雲とともに「強」を含むCATが発生しやすい。

また、浪雲はジェット気流が前線性雲バンドや積乱雲列と交差するようなどころでよく見られ、その走向はほぼジェット気流に直交している。

2000年11月9日の日中、日本の南海上に多数の浪雲が現れた。図3-1-1は2000年11月9日04UTCの可

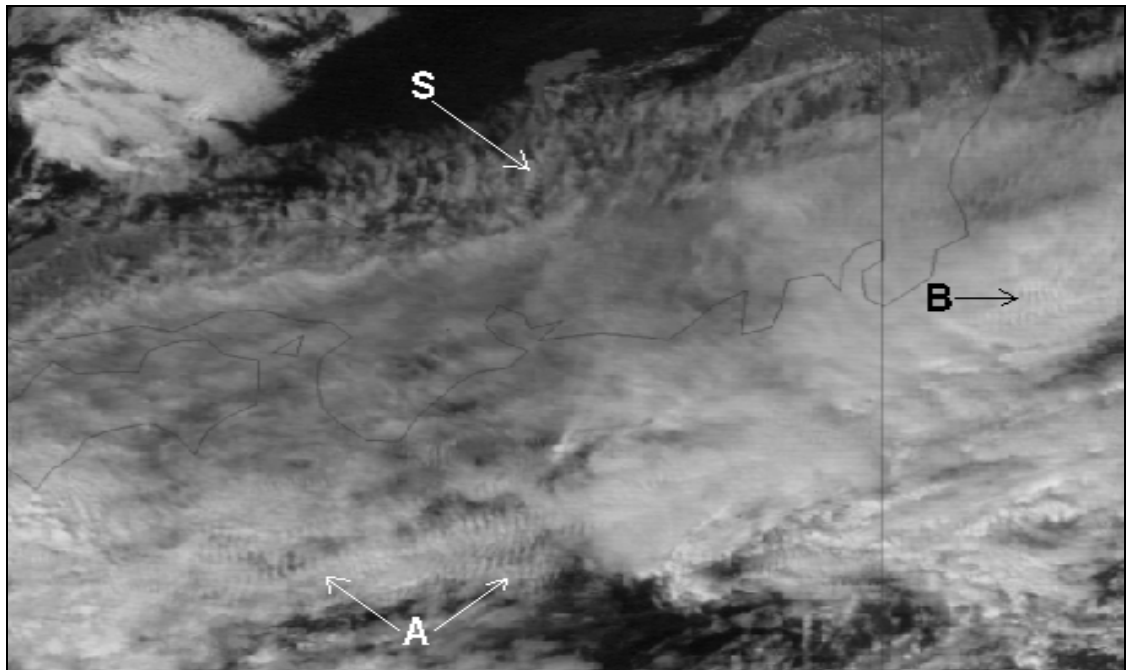


図3-1-1 2000年11月9日04UTCの可視画像。 紀伊半島沖Aと房総半島沖Bに浪雲が見られる。  
S : スキャロップパターンのCi

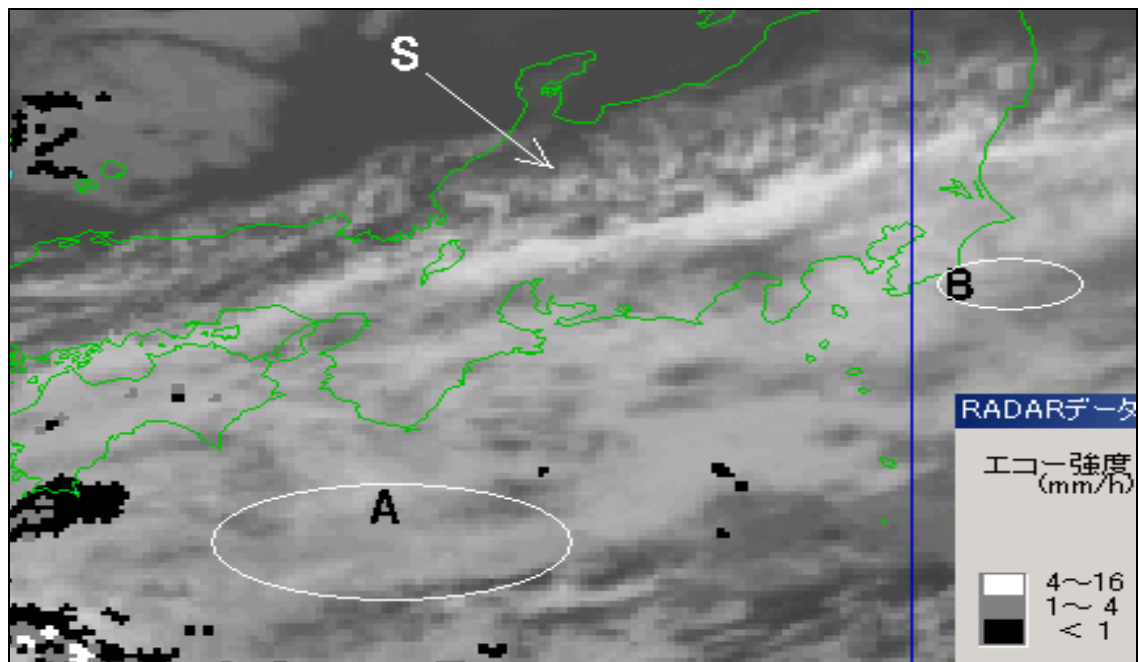


図3-1-2 2000年11月9日04UTCの赤外画像とレーダーエコー合成図  
円内A、Bに浪雲は検出できない。 S : スキャロップパターンのCi

視画像、図3-1-2は同赤外画像である。可視画像では紀伊半島沖Aに波長8~9km、房総半島沖Bに波長6~7kmの浪雲が見られるが、赤外画像では南海上に所々下層雲・対流雲を含む上・中層主体の雲域が見られるもののその中に浪雲は検出できない。通常、浪雲はその波長との関係で赤外画像（解像度は日本付近で約7km）では解析できない。

一方、上・中層主体の雲域の極側縁には、スキヤロップパターンのCi (S)が見られる。Sは赤外画像（図3-1-2）では粒状で雲頂高度が高く、Cbのようにも見えるが、可視画像（図3-1-1）では薄く地上が透けており、また移動速度が速いことからCiと判断できる。このようなCiはジェット気流に対応していることが多い。

図3-1-3は2000年11月9日03UTCの水蒸気画像と数値予報領域モデル（RSM）である。水蒸気画像では、図3-1-2のSを含む明域と極側の暗域から成るバウンダリーが明瞭である。RSMでは、このバウンダリーは本州付近を流れるジェット気流のジェット軸Jにほぼ対応している。浪雲はこのジェット気流の赤道側に広がるCi域で発生した。なお、RSMを利用してTBBから求めたSと浪雲の雲頂高度はそれぞれFL300、FL200~270であった。

Ellrod (1989) は、個々の浪雲の寿命は短い（少なくとも1時間毎の画像では追跡することはできない）が、発生に好都合な状態が続く間はすぐ近

くに新しい浪雲が作られるとし、またCAT発生の可能性は浪雲の波長が大きくなるほど高くなり、5km以上になると「強」のCATが発生しやすくなるとしている。この事例では3~4時間にわたって浪雲が観測された。

### 3.1.3 CATの指標となる雲パターン

CATは総観スケールではジェット気流付近で発生しやすい。特に寒帯ジェット気流の極側及び下方（転移層）、または亜熱帯ジェット気流の極側及び上方（圏界面）でよく観測される。

また、CATは上層トラフの底、上層リッジの頂上付近、変形域（P26のコラム参照）などでも観測される。

一般的には上層の流れがまっすぐまたは緩やかに湾曲している場合、CATは発生しにくい。しかし、ジェット気流の合流や、メソスケールのトラフなどによって局所的に風のシヤーが大きくなっている場合は別である。

可視、赤外画像は、このようなCATの発生しやすい総観場を示唆する特有の雲パターンを映し出してくれる。トランスバースラインなどの波状の特徴を持つ雲や変形域に対応して現れる雲境界などがそれにあたる。

じょう乱（系）の移動が速いとき、従来の高層観測で変形域を見つけることは困難である。幸い、衛星画像では変形域で特徴ある雲とともに雲境界を作っているため、変形域を見つけることは容易である。

図3-1-4は発達した低気圧に伴うコンマ状の雲に関連して、変形域が最もよく現れる場所を示したものである（Ellrod, 1985）。変形域はコンマ状の雲の「頭」の極側と雲バンドからなる「尾」付近でよく見られる。ジェット気流の一部が変形域の境界に一致することが多いが、必ずしも図のような状態ではない。

雲パターンの解析はCAT発生の立体構造を把握する上でも重要である。

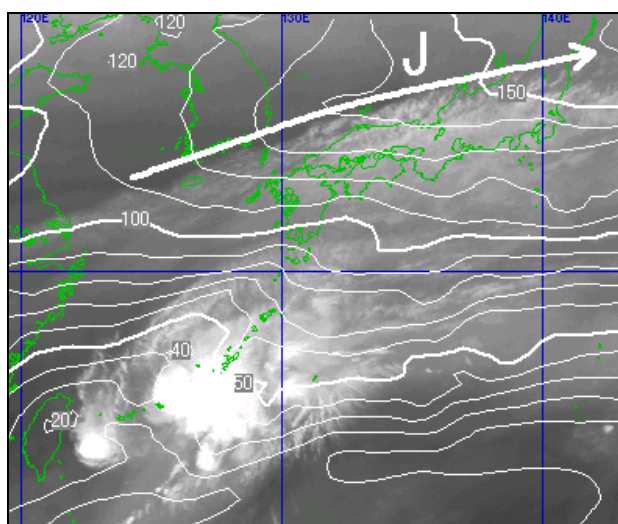


図3-1-3 2000年11月9日03UTCの水蒸気画像とRSM200hPaの風速  
矢印J：ジェット軸 実線：等風速線 (kt)

**(1) 山本・内藤のモデル**

山本・内藤(1995)は、CATをジェット気流近傍で発生するものと変形域で発生するものに分け、赤外面像で観測された雲パターンと旧数値予報領域モデル(JSM)から次のような構造を提案した(図3-1-5:以下、「山本・内藤のモデル」という)。

**① ジェット気流近傍で発生するもの**

図3-1-5(左)はジェット気流近傍で発生するCATの鉛直構造を示している。ジェット気流の北側では上層から伸びる前線面に沿って空気塊が下降し、領域aが乾燥する。同時に上層の運動量が運ばれ、前線付近のVSが強まり、K-H波が不安定化し、前線面上方の領域A(図中×印)でCATが発生する。

一方、ジェット気流の南側では上昇流が生じ、領域bが湿潤化する。同時に下層の運動量が運ばれ、湿潤域上端付近でVSが強まり、領域B(図中○印)でCATが発生する。Ciがバンド状で幅広く、厚い場合にはA、B両方でCATが発生するが、Ciが比較的薄い場合にはAに限られる。

**② 変形域で発生するもの**

図3-1-5(右)は変形域で発生するCATの平面図を示している。Ciの先端付近では、Ciとそれに先行する雲域との境界で風速の減速場(水平収束域)ができる。気流はそれぞれ南北に別れ、南に曲がった流れは沈降する。その結果、図で示すよ

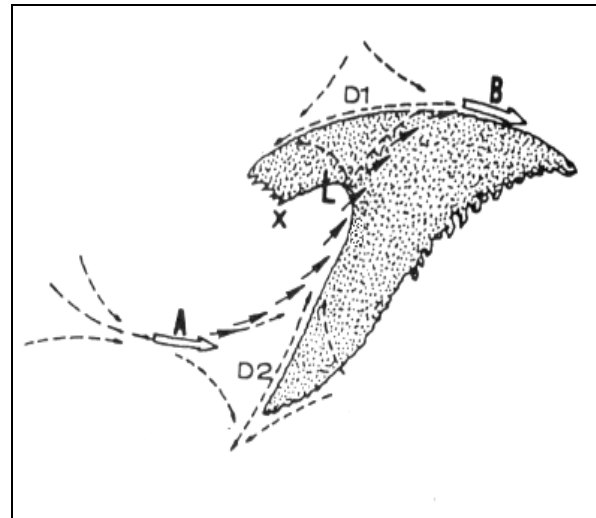


図3-1-4 発達した低気圧に伴うコンマ状の雲(陰影域)に関連した変形域の位置(Ellrod, 1985)  
 D1:コンマ状の雲の「頭」で見られる変形域  
 D2:コンマ状の雲の「尾」で見られる変形域  
 大きな白抜き矢印A、B:ジェットコア  
 実線矢印:ジェット軸  
 破線矢印:系(雲システム)に相対的な流れ  
 ×:中層の正渦度極大 L:地上低気圧

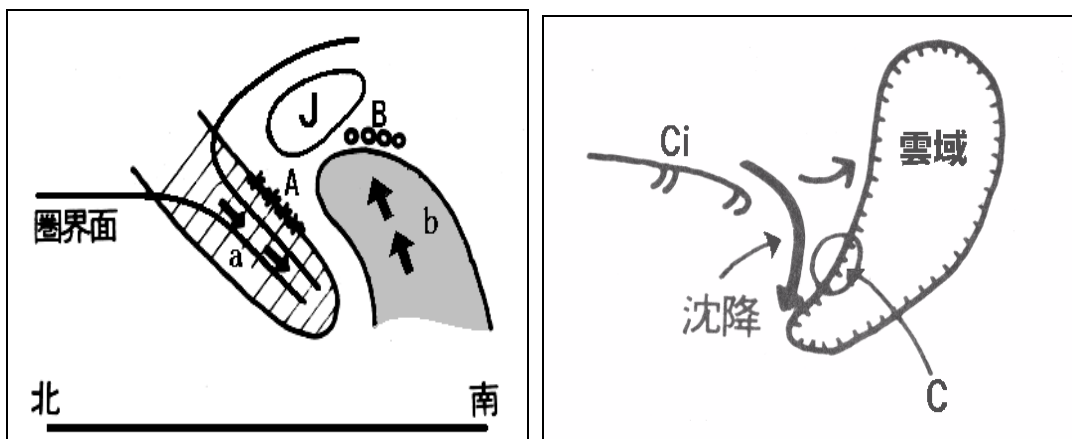


図3-1-5 山本・内藤のモデル(山本ら、1995)

(左) ジェット気流近傍で発生するCATの鉛直構造

J:ジェット気流 A(×印)、B(○印):CAT域 斜線域(a):乾燥域  
 陰影部(b):湿潤域 矢印:鉛直断面上の流れ

(右) 変形域で発生するCATの平面図 楕円C:CAT域 矢印:平面上の流れ

うに沈降しながら南に曲がった気流域の上層では、風向の変化によるVSが生じ、CATが発生する（領域C）と推定できる。なお、上流から接近するCi周辺でしばしば乾燥域が見られるが、これは沈降による断熱変化の結果と考えられる。

## (2) Ellrodの分類

Ellrod (1985) は、GOESの赤外画像から観測された8つの総観スケールの雲パターンとCAT域を経験的に関係づけている（図3-1-6）。これらの雲パターンは、前述したCATの発生しやすい場所であるジェット気流、上層トラフ、上層リッジ、変形域に関連して現れる。

以下、Ellrod (1985) を引用し、各雲パターンについて300hPa天気図、赤外画像及びRSMの鉛直断面図をもとに述べる。

なお、300hPa天気図上には「300hPaのジェット気流」（P14のコラム参照）を矢印で示した。また赤外画像上に示したCAT記号は、「弱」を $\wedge$ 、「並」を $\wedge$ 、「並」～「強」を $\wedge$ ～ $\wedge$ 、「強」を $\wedge$ で示し、撮像時刻（正時の約20分前）±30分以内の報告のみを表示した。併せてその右上に高度（FL）を表示した。

鉛直断面図は300hPa天気図で示したA-B線に沿った断面図であり、風（矢羽：長矢羽10kt）、

等風速線（細実線（5本毎に太実線）：4kt毎）、相対湿度（破線：25%毎）、TBB（太実線：hPa）を表示し、さらにその右隣にはCAT域周辺の別要素の断面図を併せて示した。要素は、相当温位（細実線（5本毎に太実線）：1K毎）、VS（破線：3kt/1,000ft毎）、TBB（太実線：hPa）である。ただし、VSは近接の指定面間で計算した値をその指定面間の中間高度の値とし、等値線を描画している。

### ① タイプ1：コンマ状の雲に伴う変形域

このタイプは、発達中の低気圧や渦度極大に伴うコンマ状の雲の「頭」の極側で生じる変形域（図3-1-4のD1）である。CATは雲境界から極側の2～3° lat以内の晴天域と雲境界付近のCi中で発生しやすい。

#### 事例 1999年4月11日09UTC

4月11日12UTCの300hPa天気図（図3-1-7左上）では、関東の南に切離した寒冷低気圧が見られる。また、三陸沖は上層リッジとなっており、その前面でジェット気流Jが明瞭化している。

赤外画像（図3-1-7右上）では、寒冷低気圧の前面にコンマ状の雲がみられ、上層リッジに対応してその頭にあたる極側縁は高気圧性曲率を呈している。図3-1-7（左上）では、コンマ状の雲の「頭」付近の双曲線流パターン、つまり変形域は不明瞭

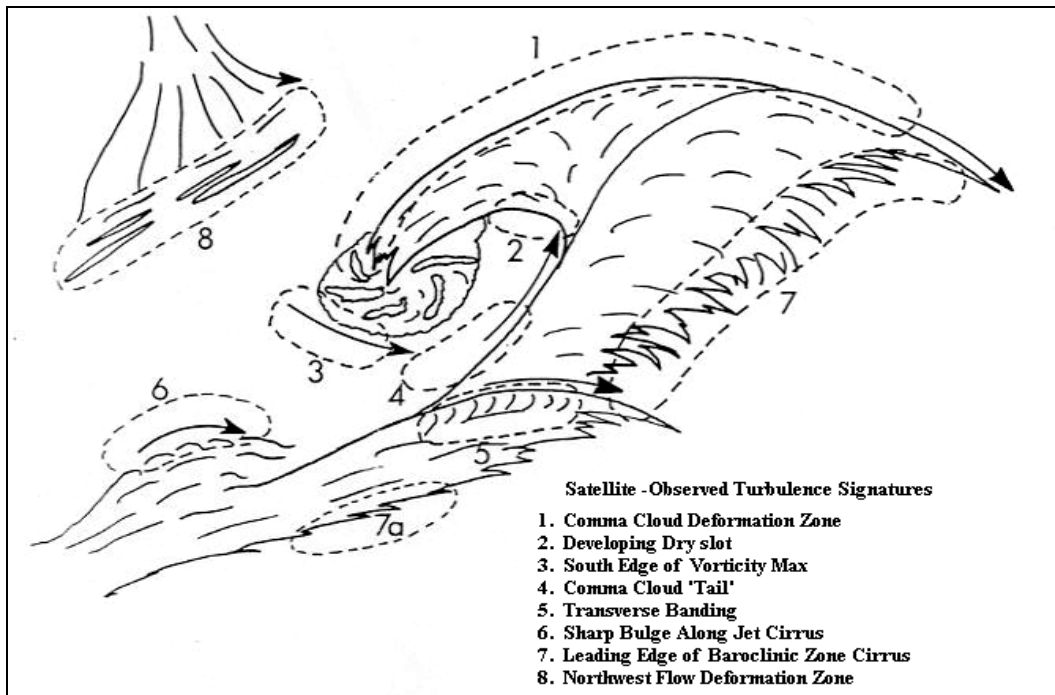


図3-1-6 赤外画像で観測されるCATの指標となる雲パターン（Ellrod, 1985）

点線：CAT域 矢印：ジェットコア

だが、赤外画像を動画にして詳細に解析すると、薄いCiの動きから矢印のような流れが見られ、変形域の存在が確認できる。このうち、コンマ状の雲の極側縁ではN点を中心に矢印のように寒冷低気圧に入り込む流れと外側への流れ、すなわち伸長軸が見られる。「強」を含むCATが終日、コン

マ状の雲の極側の一部トランスバースラインT (Jに対応) を含む薄いCi付近 (1) と、コンマ状の雲の極側縁のCi中 (2) で報告されている。

鉛直断面図 (図3-1-7下) によると、CAT域 (1) はJ近傍と、J下方の転移層の上端付近及びその間の中立的な成層 (等相当温位線が立っている) の部

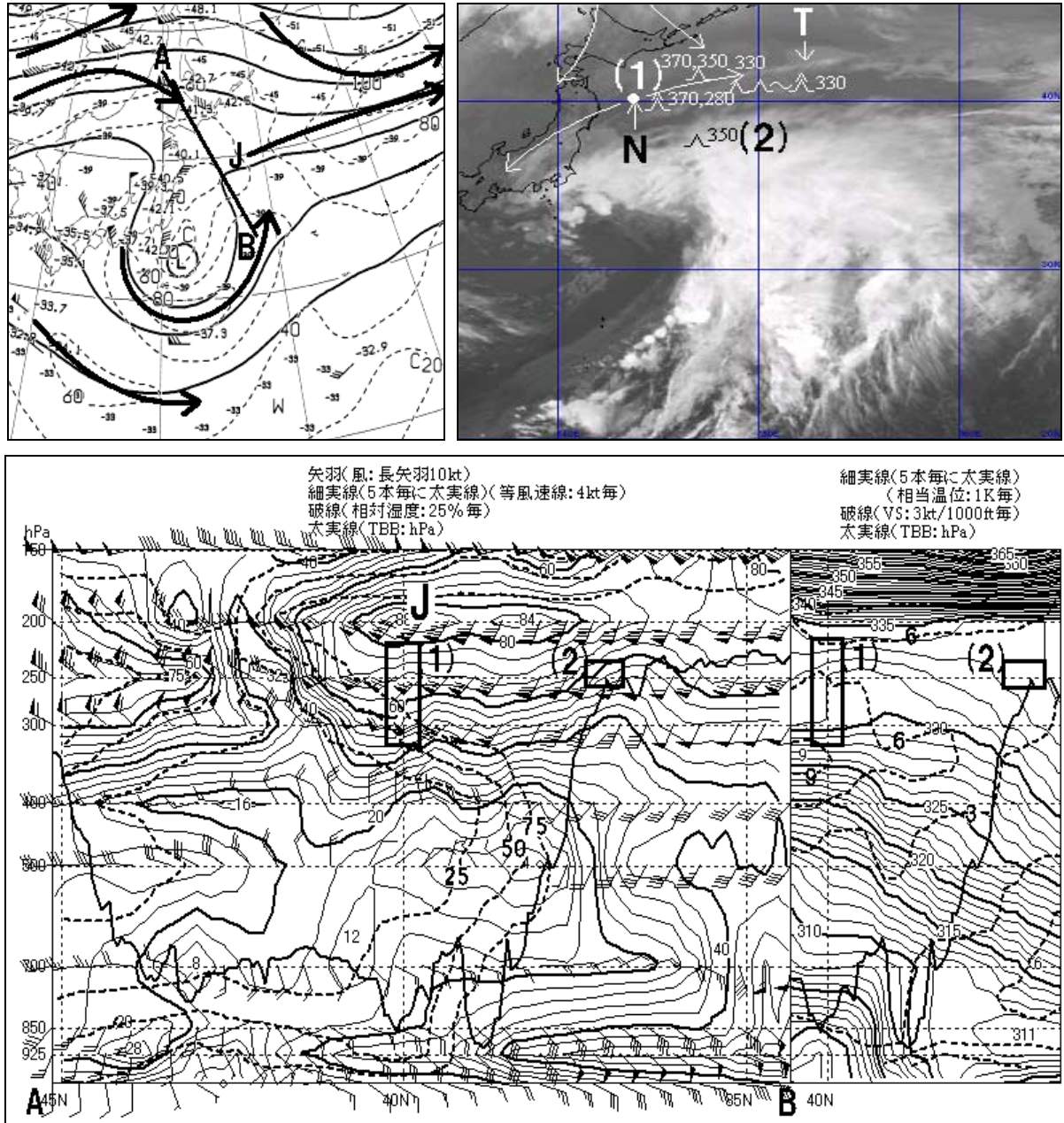


図3-1-7 タイプ1 (左上) 1999年4月11日12UTCの300hPa天気図 矢印J:ジェット気流  
A-B:鉛直断面図の断面位置  
(右上) 同09UTCの赤外画像 (1)、(2):CAT域 T:トランスバースライン  
矢印:動画で見られる系に相対的な流れ(N点を中心としてコンマ状の雲の頭に沿って逆方向の流れが見られる)  
(下) 同09UTCの鉛直断面図 四角(1)、(2):CAT域 J:ジェット気流

分である。VSは転移層付近で大きくなっているが、全体では3~9kt/1,000ftである。転移層の上端付近は山本・内藤のモデル(図3-1-5)のCAT域Aに対応する。一方、CAT域(2)はJの赤道側の湿潤な中立成層の部分である。VSは3~6kt/1,000ftである。なお、RiはJ下方の領域(1)、(2)を含む広い領域で1未満となっていた。

## ② タイプ2：発達中のドライスロット

発達中の低気圧に伴うコンマ状の雲の後面で、寒気側から流れ込む乾燥気塊によって形成される切れ込みを「ドライスロット」と呼ぶ。CATはこのドライスロットとの雲境界付近で発生しやすく、特に低気圧が急速に発達するときは顕著である。

### 事例 1999年4月10日21UTC

1999年4月11日00UTCの300hPa天気図(図3-1-8)

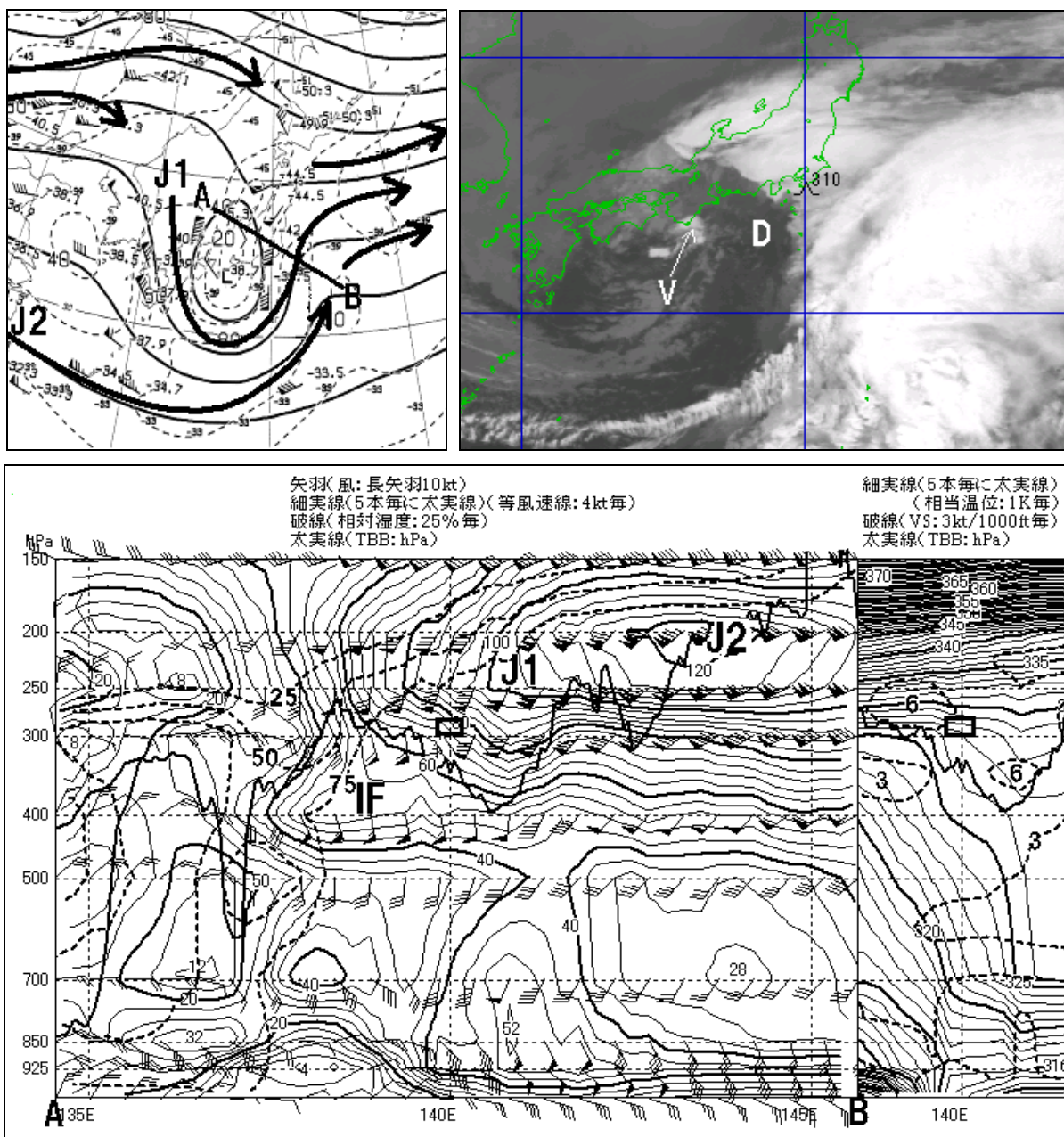


図3-1-8 タイプ2 (左上) 1999年4月11日00UTCの300hPa天気図 矢印J1、J2：ジェット気流

A-B：鉛直断面図の断面位置

(右上) 同10日21UTCの赤外画像 D：ドライスロット

(下) 同10日21UTCの鉛直断面図 四角：CAT域 J1、J2：ジェット気流 IF：インフロー



左上)では、紀伊半島沖に切離した寒冷低気圧があり、その周辺に大きく湾曲したジェット気流J1が見られる。また、寒冷低気圧の前面は風速の急速な減速場となっている。

赤外面像(図3-1-8右上)では、寒冷低気圧直下の下層渦V前面にドライスロットDが見られる。D内はおおむね晴天域で下層雲が散在する程度である。CATはDの先端の雲縁付近で発生している。

鉛直断面図(図3-1-8下)では、このCATはTBBと相対湿度、さらに付近に対流雲が存在することから雲中乱気流の可能性もある。

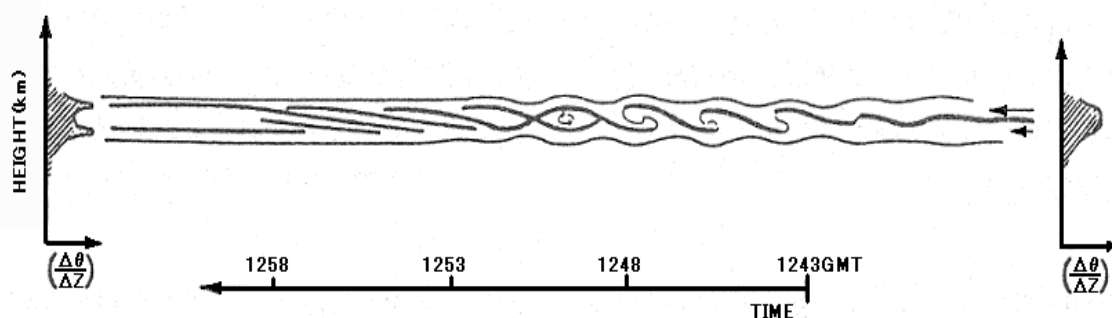
CAT域はJ1下方の転移層付近または中立な成層の上限の部分である。ここはVに流れ込む400hPa付近の北東風IFと250hPa付近の南西風J1との間の風向シヤーの大きい領域であり、VSは6kt/1000ft前後となっている。なお、Riは1未満であった。

### ケルビンヘルムホルツ波

衛星画像でジェット気流を観測すると、ジェット気流に沿う方向(平行な方向)に雲列ができる場合と直交する方向に雲列ができる場合の2種類がある。平行に並んだ雲列を並行型雲列、直交する雲列を直交型雲列と呼ぶ。直交型雲列の代表的なものが、トランスバースラインである。トランスバースラインは強い晴天乱気流(CAT)を伴う事があり、航空機にとって警戒すべき現象である。大野・三浦(1982)によれば、トランスバースラインを引き起こすメカニズムは対流圏界面直下に形成されるケルビンヘルムホルツ(K-H波)不安定であり、このとき発生する卓越した波動がK-H波である。K-H波は、風の鉛直シヤー及び大気密度が鉛直方向に異なる(密度が上層で小、下層が大である)とき、その上下層の間(一般に有限な厚さを持ちシヤー層と呼ばれる)に形成される波である。K-H波の発生する為の必要条件は、リチャードソン数(Ri:密度成層の強さと鉛直シヤーの強さの比)が、 $Ri < 1/4$ のときである。

また、急速に発達するK-H波には次のような特性がある。水平波長はシヤー層の厚さに比例する(大雑把に6倍程度)。これは、実測と理論を比較する際に重要であり、トランスバースラインも大体こうした特性をもっている。位相速度はシヤーの強い層の中間における基本流速に等しく、振幅はシヤー層から上下に離れるにつれて急速に減衰する(小倉、1997)。

トランスバースラインの波長スケールとは異なるが、K-H波の観測実験として、レーダーによる渦の観測(Browning *et al.*, 1970)が行われている。結果を下図に示す。



図は、レーダー電波を上に向けて発射し上空を通過するCAT波動(K-H波)を観測したものである。この例では波動が発生し始めた1243UTCには単層のエコーだったものが、1258UTCには波動はなくなりエコーは2層になっている。両端に温位の鉛直傾度を示してあるが、わずかの間に状態曲線が大きく異なっている様子が分かる。(折口 征二)

### ③ タイプ3：渦度極大域の南縁

このタイプでは通常Ciは見られないが、らせん状の中・下層雲域の南縁でCATが発生しやすい。CATは強い寒気移流を伴い、南東方向へ移動する渦度極大域とともに頻発する。雲境界がほぼ寒帯前線系ジェット気流の位置に対応している。

事例 2000年3月29日01UTC

300hPa天気図（図3-1-9左上）では、黄海から南

へ落ち込み、東シナ海から日本の南にかけて大きく蛇行したジェット気流J1が見られる。また、対馬海峡から東シナ海北部には深い上層トラフが解析できる。

RSM400hPa（図略）では、上層トラフ前面の四国沖に東南東進する正渦度極大域×が見られる（水蒸気画像（図略）では上層渦が解析できる）。

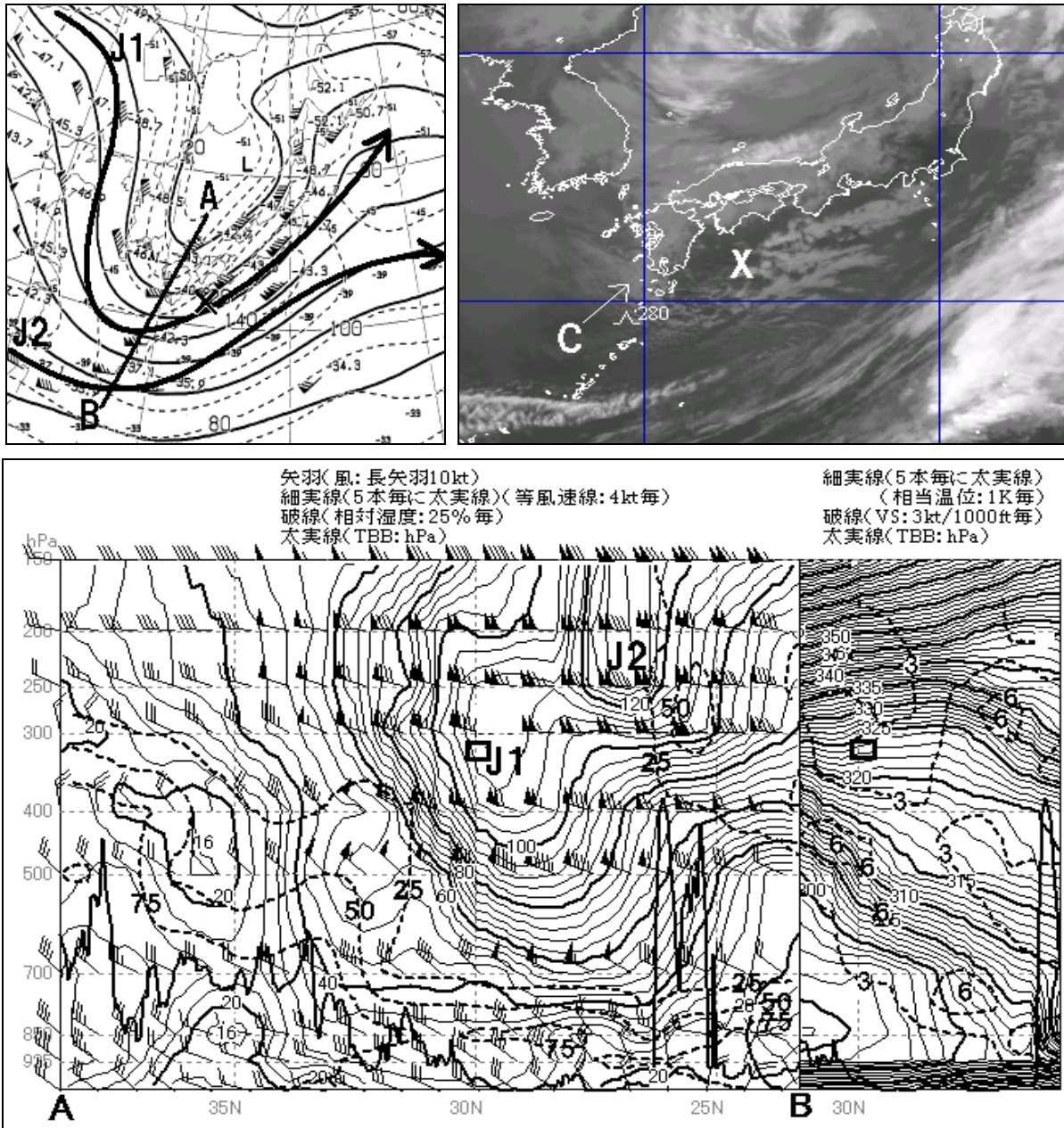


図3-1-9 タイプ3 (左上) 2000年3月29日00UTCの300hPa天気図 矢印J1、J2：ジェット気流  
 A-B：鉛直断面図の断面位置 ×：RSM400hPaの正渦度極大  
 (右上) 同日01UTCの赤外画像 C：寒気に伴う対流雲域 ×：RSM400hPaの正渦度極大  
 (下) 同日00UTCの鉛直断面図 四角：CAT域 J1、J2：ジェット気流

赤外画像（図3-1-9右上）では、×前面の四国沖から紀伊半島沖に対流雲域、後面の九州の南海上には寒気に伴う対流雲域Cが広がっている。CATはCの南縁上空で発生している。

鉛直断面図（図3-1-9下）では、CAT域はJ1のすぐ極側の圏界面付近であり、また、J1の沈降により非常に乾燥した領域である。VSは3kt/1,000ft未満、Riは3以上であった。

#### ④ タイプ4：Ci域の後縁

このタイプでは、CATはコンマ状の雲の「尾」部分に沿ったCi周辺で発生しやすい。このとき、Ciのすぐ西側には上層トラフが存在し、CAT域は流れの合流域となっていることが多い。

なお、このタイプは「コンマ状の雲の尾で見られる変形域」（図3-1-4のD2）に対応する。

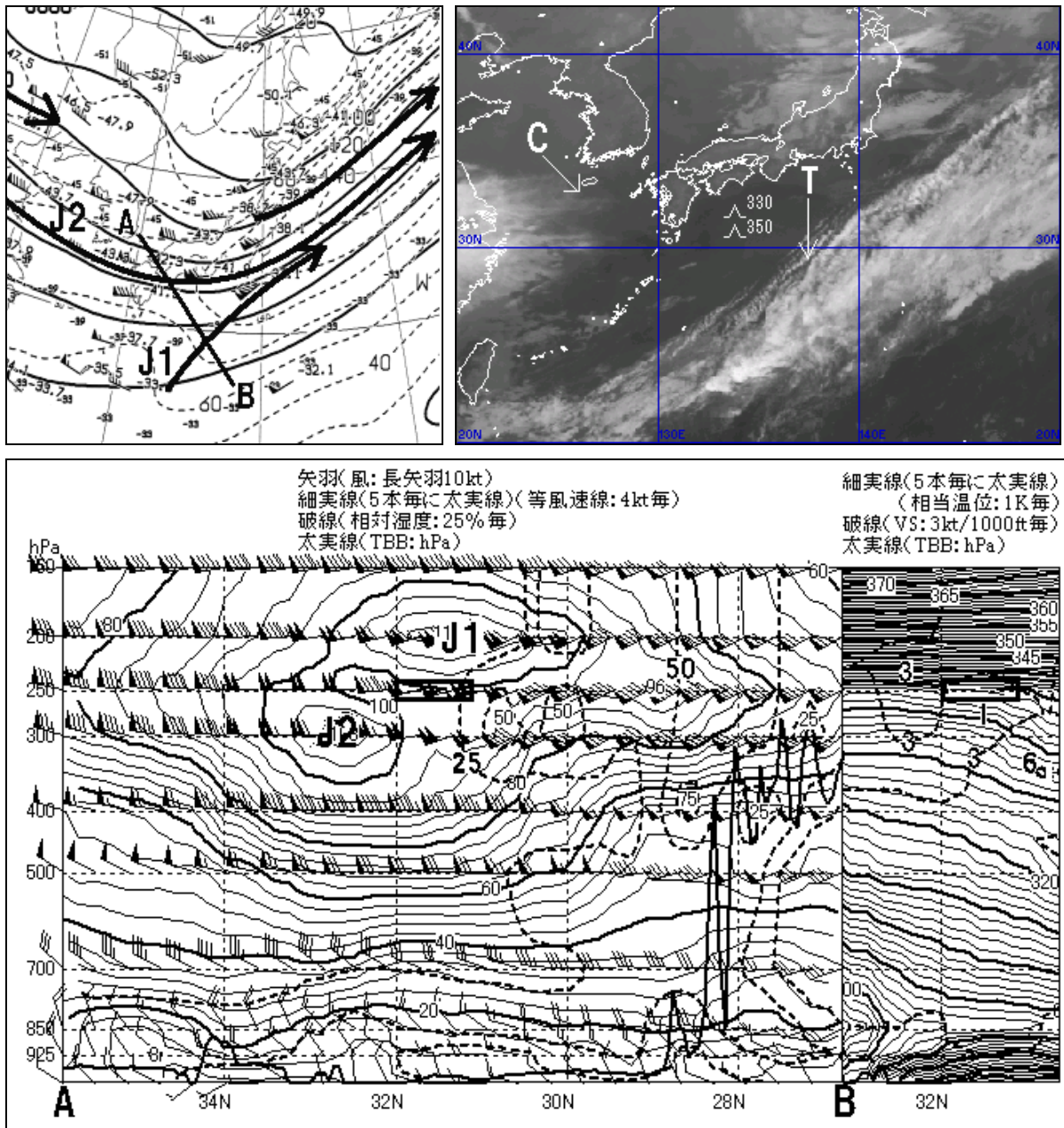


図3-1-10 タイプ4 (左上) 1999年4月14日12UTCの300hPa天気図 矢印J1、J2：ジェット気流  
A-B：鉛直断面図の断面位置  
(右上) 同赤外画像 T：トランスバースライン C：Ciストリーク  
(下) 同鉛直断面図 赤四角：CAT域 J1、J2：ジェット気流

**事例 1999年4月14日12UTC**

この事例はコンマ状の雲の「尾」の部分ではないが、流れの合流域という点でこのタイプに含まれる。

300hPa天気図（図3-1-10左上）では、日本の南から北上するジェット気流J1と大陸から西日本に流れるジェット気流J2が、日本の南で合流し、日本の東にかけて風速の加速場となっている。

赤外画像（図3-1-10右上）では、日本の南に南西～北東の走向を持つ雲バンドが見られる。この雲バンドの極側縁のうち、東経132度付近以東はJ1に対応しており、トランスバースラインTも見られる。また、東シナ海にJ2対応のCiストリークCが見られる。CATはCとT間の晴天域で発生している。

鉛直断面図（図3-1-10下）によると、CAT域はJ2上方の圏界面付近である。南西風のJ1は200hPa

付近に、西風のJ2は300hPa付近にジェット軸を持っており、J2は沈降しながらJ1の下方へ進入している。CATはその間で発生しており、風向の違いによるVSが関与していると考えられるが、VSは3kt/1,000ft程度である。また、Riは3以上であった。

**⑤ タイプ5：トランスバースバンド**

図3-1-11のようなジェット気流に伴う雲バンドの中で発生するトランスバースバンドは、CAT発生の重要な指標である。トランスバースバンドの波長は浪雲のそれと違って、赤外画像で検出するのに十分な大きさである。トランスバースバンドは風速80kt以上の亜熱帯ジェット気流の赤道側で観測されることが多い。また、一般には高気圧性に湾曲していることが多く、大きなVSを伴っている。トランスバースバンドが幅広く厚い場合や、ニンジン形状を持つ場合には「強」のCATが発生しやすい。

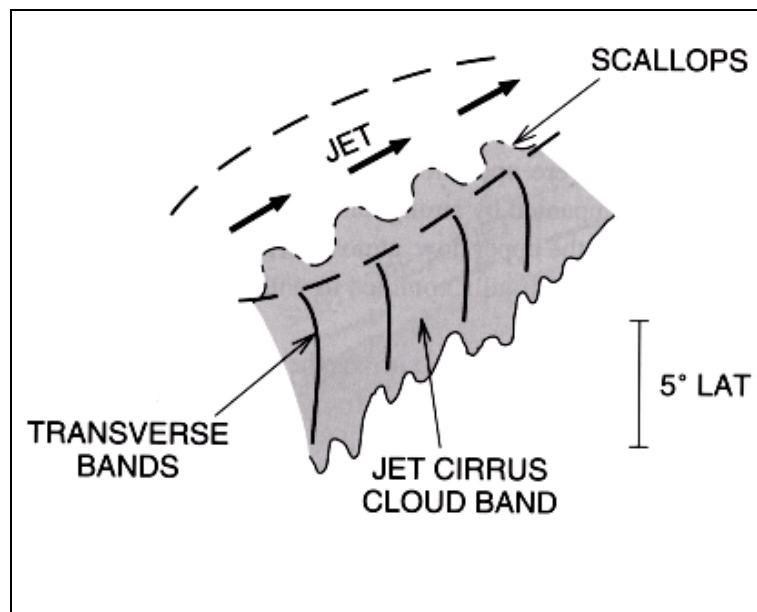


図3-1-11 ジェット気流に伴う雲バンド（JET CIRRUS CLOUD BAND）の中で発生するトランスバースバンド（TRANSVERSE BANDS）及びスキャロップ（SCALLOPS）パターンとCAT域の相関モデル図（Bader *et al.*, 1995）  
太矢印（JET）：ジェット軸      破線：CAT域

**事例 1998年1月23日10UTC**

日本付近にはジェット気流J1、J2を含む3本のジェット気流が解析できる（図3-1-12左上）。

赤外画像（図3-1-12右上）ではJ1に沿って雲バンドTが見られ、このうち東シナ海から西日本にかけては厚いトランスバースバンドSを含んでいる。CATはトランスバースバンド付近で発生している。

鉛直断面図（図3-1-12下）によると、CATはJ1上方の圏界面付近である。山本・内藤のモデル（図3-1-5）のCAT域Bに対応する。VSはJ1下方の転移層付近で12kt/1,000ftの領域が見られるものの、CAT域では3~6kt/1,000ft程度となっている。Riは2前後であった。

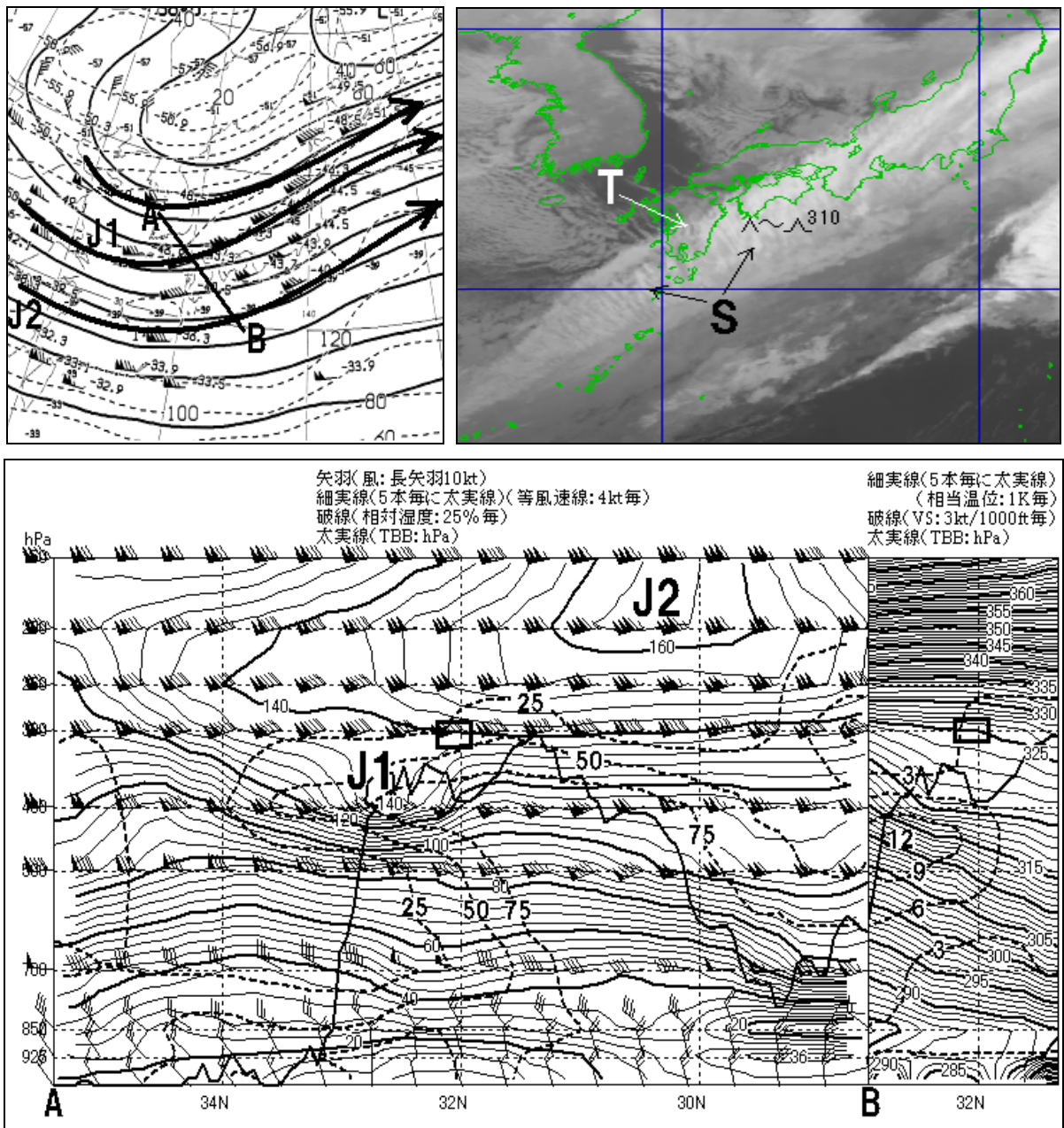


図3-1-12 タイプ5 (左上) 1998年1月23日12UTCの300hPa天気図 矢印J1、J2：ジェット気流  
 A-B：鉛直断面図の断面位置  
 (右上) 同日10UTC赤外画像 T：ジェット気流に伴う雲バンド  
 S：ニンジン状のトランスバースバンド  
 (下) 同日09UTCの鉛直断面図 四角：CAT域 J1、J2：ジェット気流

⑥ タイプ6：ジェット気流に沿った鋭いCiバルジ

極側に鋭い高気圧性曲率をもったCiバルジ付近でCATが発生しやすい。Ciバルジの最も極側にはジェットコアが見られ、また、その形状は非地衡風加速によって説明できる。CATはジェット気流の風速が80kt以上で、Ciバルジのスケールが900km

程度以下のとき発生しやすい。また、Ciバルジの極側縁のCiはスキヤロップパターン(2.1.4項参照)を持っており、トランスバースバンドや浪雲が中に埋もれていることもある。CATはCiバルジの頂上付近から下流側の数百kmにわたって発生しやすい。

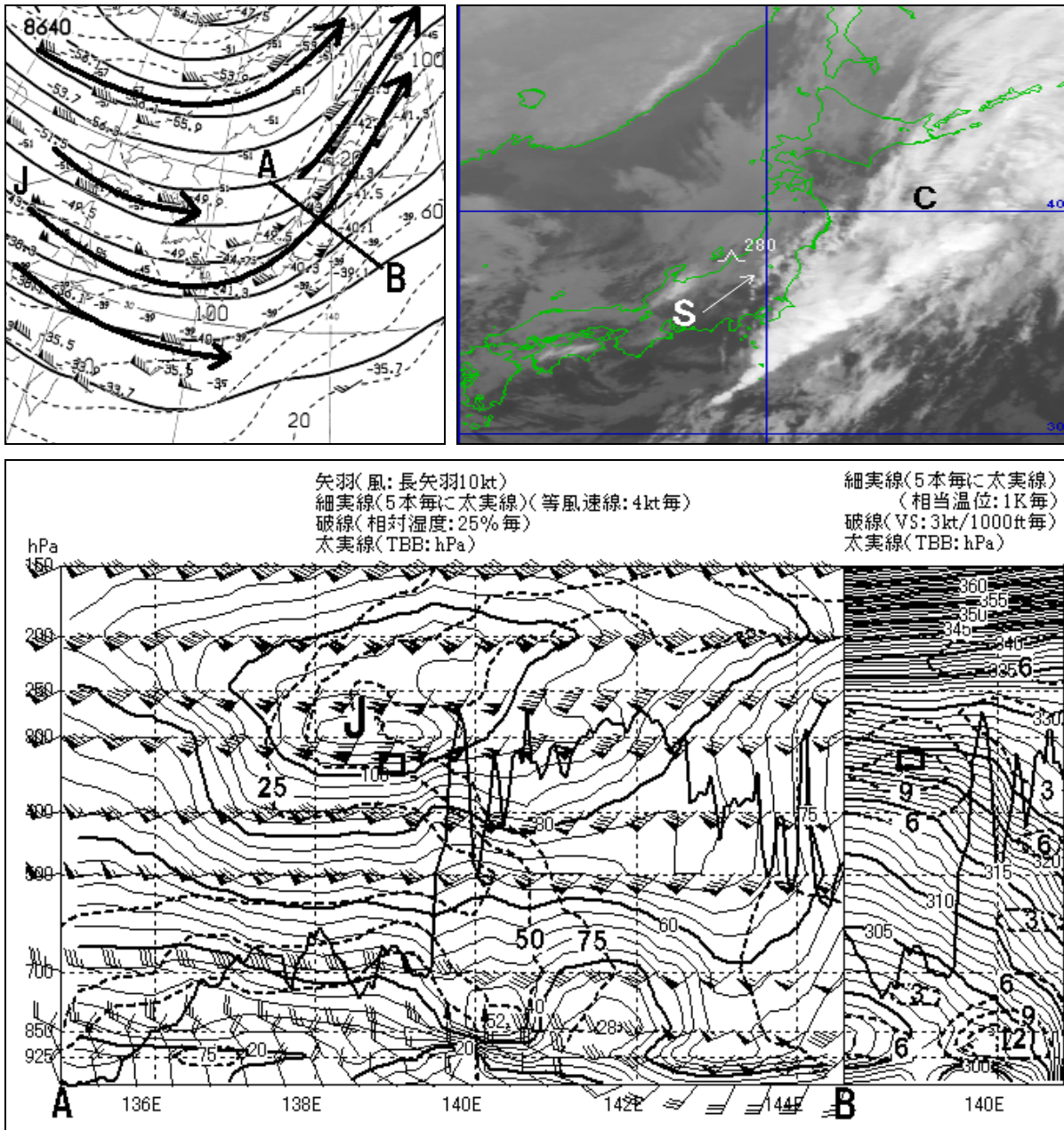


図3-1-13 タイプ6 (左上) 1997年11月30日00UTCの300hPa天気図 矢印J：ジェット気流  
 A-B：鉛直断面図の断面位置  
 (右上) 同日01UTCの赤外画像 C：コンマ状の雲 S：スキヤロップパターンのCi  
 (下) 同日00UTCの鉛直断面図 四角：CAT域 J：ジェット気流

### 事例 1997年11月30日01UTC

30日00UTCの300hPa天気図(図3-1-13左上)では、西日本に上層トラフが解析でき、その前面はジェット気流Jの加速場となっている。また、図では不明瞭だが、東北地方には120kt前後のジェットコアが解析できる。

赤外面像(図3-1-13右上)では、日本の東から房総半島付近にかけて厚い雲域Cが広がっており、関東地方から東北地方にかけては水平スケール800km程度のCiバルジとなっている。Ciバルジの極側縁には、ジェットコアに対応して高気圧性曲率をもつスキヤロップパターンのCi(S)が見られる。CATはこの近傍で発生している。

鉛直断面図(図3-1-13下)では、CAT域はJの下方の明瞭な転移層付近であり、乾燥域と湿潤域の境界付近である。山本・内藤のモデル(図3-1-5)のCAT域Aに対応する。VSは9kt/1,000ft以上、Riは1未満であった。

#### ⑦ タイプ7：傾圧帯に発生したCiの先端部

このタイプは、上層の流れを横断する多くの平行な列状のCi(トランスバースバンド)という特徴を持つ(図3-1-14)。CATはギザギザした雲の先端部から約200km以内で発生しやすい。総観的には上層リッジ軸や負渦度域に対応した高気圧性曲率を持つCiの近傍である。特にジェット気流前面の上層リッジの振幅が大きいとき、CATの可能性が高くなる。

ところで、列状のCiのうち最も極側のものはその先端部がとがることが多い。これはこのCiがジェット軸に対応していることを示している。

亜熱帯ジェット気流に沿うCi主体の雲バンド(図2-1-7左)の南縁(タイプ7a)で発生するCATもこのタイプに含まれる。

### 事例 1999年4月12日12UTC

300hPa天気図(図3-1-15左上)では、黄海付近に上層トラフ、日本の東に寒冷低気圧があり、その間の三陸沖は上層リッジとなっている。また、上層リッジの後面にはジェット気流J1が、寒冷低気圧付近にはジェット気流J2が見られる。

赤外面像(図3-1-15右上)では、Ciが上層トラフ前面のコンマ状の雲Cから東に広がり、上層リッジ付近から先は高気圧性曲率を呈している。その先端部は列状を成し、消散しながらゆっくり東進している。CATはこのCiの先端部で発生している。

鉛直断面図(図3-1-15下)によると、CAT域(1)は中立な成層の下限の部分である。また、同系のジェット気流J1、J1'が上層リッジをはさんで、大きく風向を変化させた結果生じたA-B方向の水平シヤアの大きい領域である。VSは3~6kt/1,000ftとなっている。一方、CAT域(2)はJ2近傍で、非常に乾燥している。雲パターンの特徴と鉛直構造からみてタイプ3(渦度極大域の南縁)とも考えられる。VSは6kt/1,000ft前後となっている。

なお、Riは両CAT域とも1程度であった。

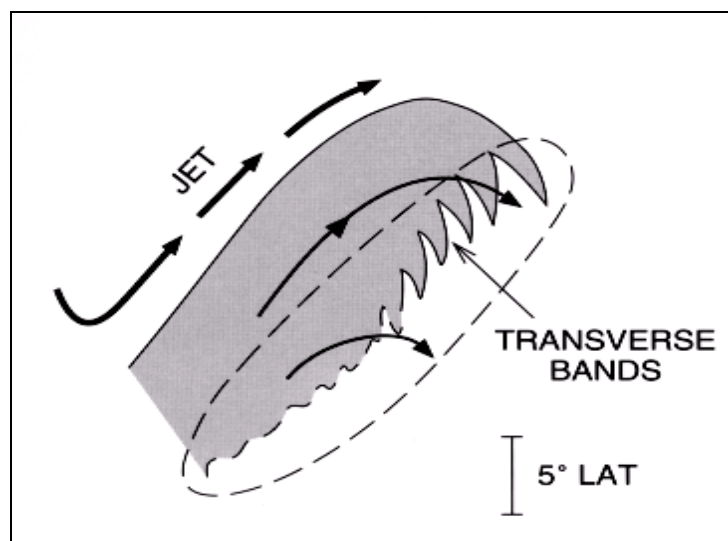


図3-1-14 傾圧帯に発生したCiの先端部(TRANSVERSE BANDS)とCAT域の相関モデル図(Bader et al., 1995)

太矢印(JET)：ジェット軸      細矢印：流線      破線：CAT域

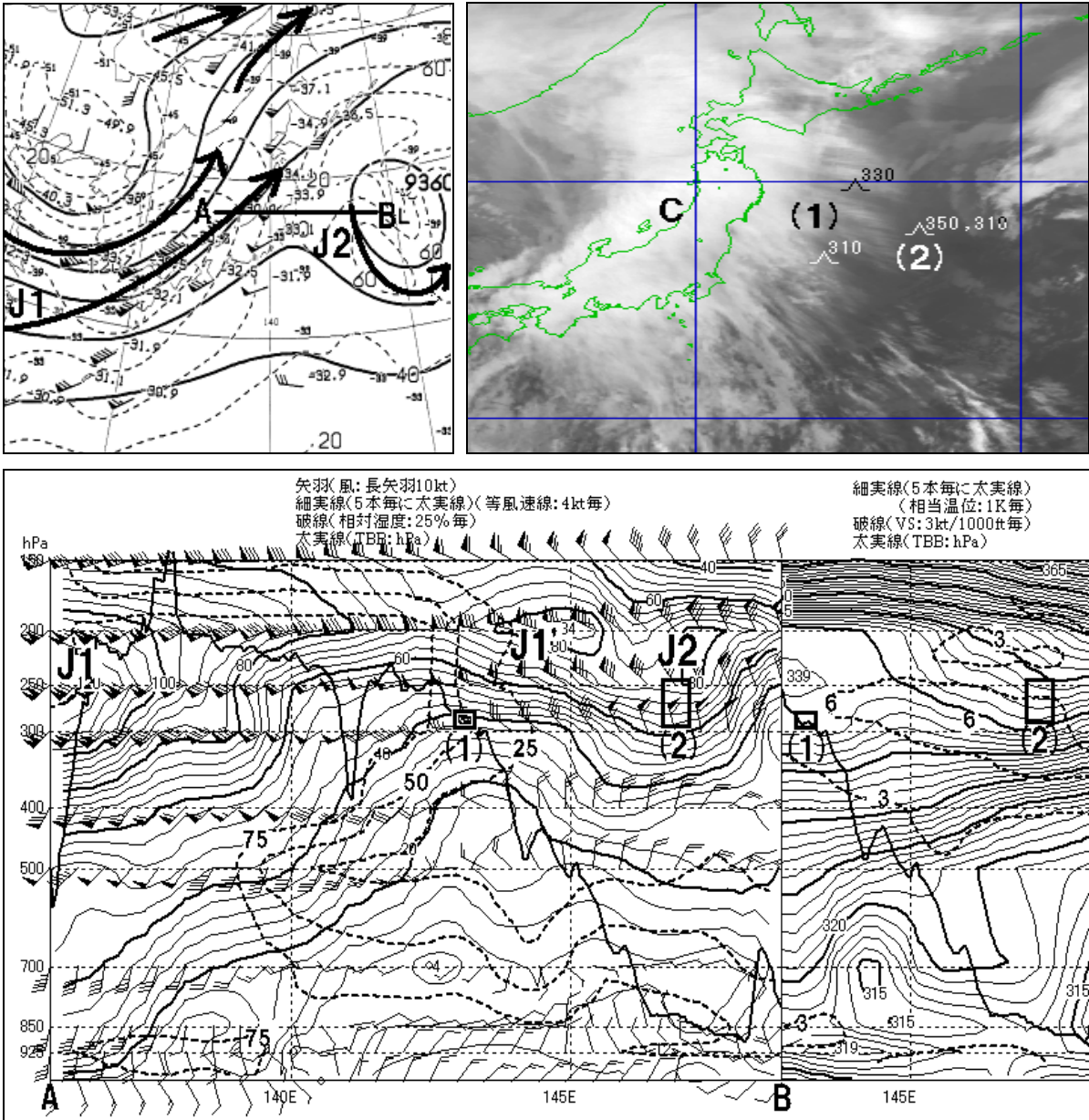


図3-1-15 タイプ7 (左上) 1999年4月12日12UTCの300hPa天気図 矢印J1、J2:ジェット気流  
 A-B:鉛直断面図の断面位置  
 (右上) 同赤外画像 C:コンマ状の雲 (1)、(2):CAT域  
 (下) 同鉛直断面図 四角(1)、(2):CAT域 J1、J1'、J2:ジェット気流



⑧ タイプ8：北西流の変形域

このタイプは、西または北西の流れの中で生じるといふ意味でタイプ1(コンマ状の雲に伴う変形域)とは異なる変形域であり、発達中の低気圧を伴わないことが多い。画像では流れの上流側のCiと、流れを横切る下流側のCi(トランスバースバンド)とで形成される「デルタ型」の雲域(図3-1-16)として現れる。この雲域の形状は湿りの効果によってかなり変化し、「デルタ型」は不明瞭なことも多い。

このタイプではジェットコアが上流側にあり、CAT域は減速場になっている。CATは図3-1-16のように、ジェット軸の赤道側で、かつ、トランスバースバンド付近から極側の2~3° lat(約330km)以内で発生しやすい。

事例 1998年8月15日07UTC

300hPa天気図(図3-1-17左上)では、ジェット気流Jが北日本で北西流となり、減速しながら日本の東に達している。

赤外画像(図3-1-17右上)では、Ci域Cの下流側に流れに直交した走向を持つCi域T、つまりトランスバースバンドが見られ、この2つのCi域で「デルタ型」の雲域を形成している。Tはモデル図(図

3-1-16)では変形域の伸長軸に沿って発生している。変形域は図3-1-17(左上)では不明瞭であるが、赤外画像を動画にして詳細に解析すると、Tの動きからN点を中心として逆方向の流れ(図3-1-17右上の矢印)、すなわちTに沿って伸長軸が見られ、変形域の存在が確認できる。CATはCとTの間の晴天域で発生している。

鉛直断面図(図3-1-17下)によると、CAT域は200~250hPaに広がる中立成層の下限である。また、Jの先端部には、その沈降により形成されたと考えられる相対的な乾燥域が見られ、CATはその近傍で発生している。山本・内藤のモデル(図3-1-5)のCAT域Cに対応する。

VSはJ下方の転移層付近で大きくなっているが、CAT域では3kt/1,000ft前後に過ぎない。Riも3以上であった。したがって、東京航空地方気象台(1998)(3.1.1項参照)によれば、この付近でのCATは考えにくい。伊藤(1997)は、このタイプのCATは数値予報資料との対応が悪く、数値予報では表現しにくい時間スケール数時間、水平スケール数十キロ程度の現象が重要な役割を担っているとしている。

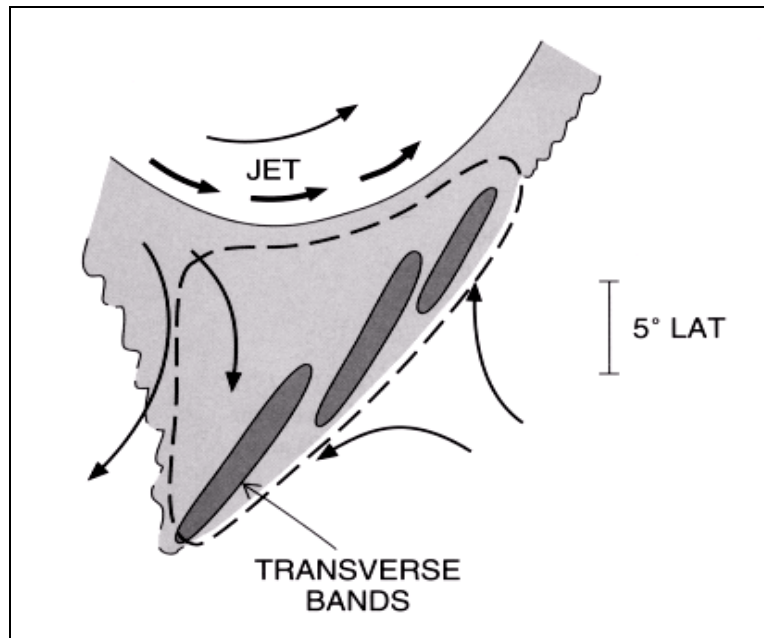


図3-1-16 「デルタ型」の雲域で見られるトランスバースバンド (TRANSVERSE BANDS) と CAT域の相関モデル図 (Bader et al., 1995)

太矢印 (JET) : ジェット軸      細矢印 : 系に相対的な流れ      破線 : CAT域

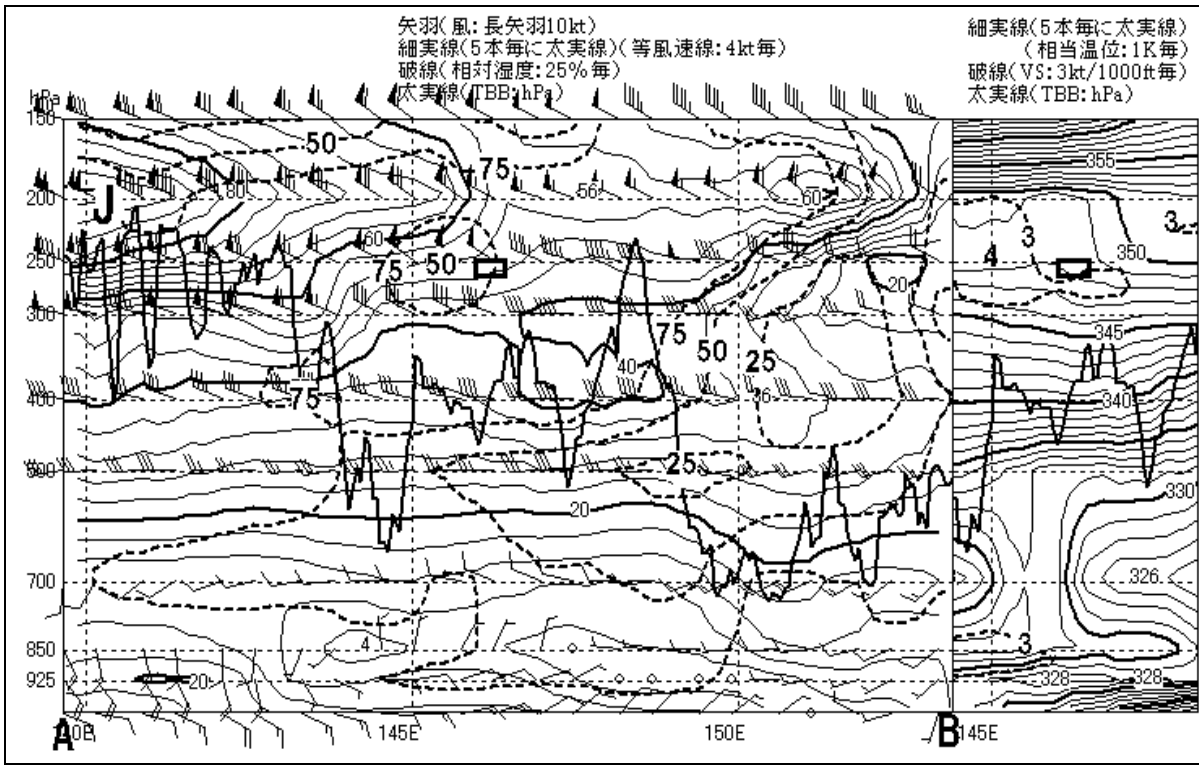
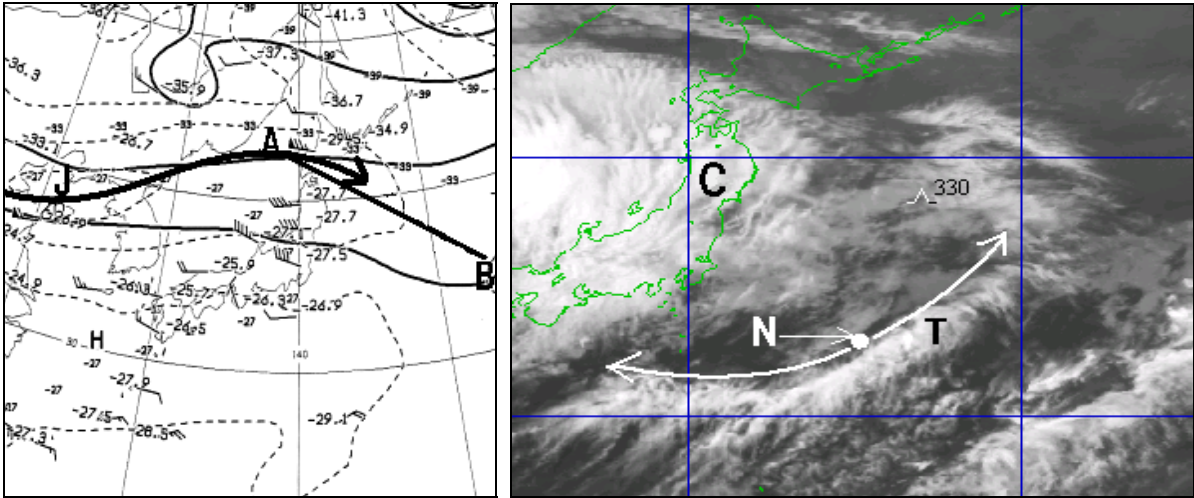


図3-1-17 タイプ8 (左上) 1998年8月15日12UTCの300hPa天気図 矢印J:ジェット気流  
 A-B:鉛直断面図の断面位置  
 (右上) 同日07UTC赤外面像 C: Ci域 T: トランスバースバンド  
 矢印: 系に相対的な流線 (N点を中心としてTに沿って逆方向の流れが見られる)  
 (下) 同日06UTCの鉛直断面図 四角: CAT域 J: ジェット気流

### 3.1.4 CATの指標となる水蒸気パターン

水蒸気画像では、雲パターンが不明瞭な場合でも水蒸気パターンによって上・中層の大気の動きを把握でき、CATの発生しやすい領域を知ることができる。たとえば、トランスバースラインやCistreekがなくてもバウンダリーによってジェット軸や上層トラフの位置を解析できるし、「デルタ型」の雲域が不明瞭でも変形域を見つけることができる。さらにジェット気流の合流場、メソスケールの上層トラフの位置などを解析できることがある。また、暗化域はCATの重要な指標である。

#### (1) バウンダリーとCAT

池田・奥村(1999)は、高高度のCATが発生したときのバウンダリーを四つのタイプに分類し(以下、池田・奥村の分類という:図3-1-18)、それぞれについてCAT域との対応を調査した。その結果、バウンダリーのタイプによってCATの発生位置に違いがあり、バウンダリーの把握がCATの予想に有効であることを示した。

第2章でも述べたように、バウンダリーにはジェット気流を伴うものと伴わないものがある。さら

にその形状から、曲率が高気圧性及び低気圧性のものに分類される。以後、ジェット気流を伴う高気圧性曲率のもの(タイプI-H)と低気圧性曲率のもの(タイプI-L)、ジェット気流を伴わない高気圧性曲率のもの(タイプII-H)と低気圧性曲率のもの(タイプII-L)と定義する。それぞれのバウンダリーは単独で現れることもあるが、むしろ、いくつかのタイプのバウンダリーが同時に存在することの方が多い。

以下、池田・奥村(1999)を引用し、各バウンダリーの特徴とCAT域との対応について述べる。なお、前にも述べたが、天気図上に示したジェット気流は「300hPaのジェット気流」(P14のコラム参照)である。

#### ① タイプI-H

このタイプは、第2章で述べたジェット気流平行型バウンダリーや、傾圧リーフバウンダリーの高気圧性曲率の部分に相当する。バウンダリーはジェット気流の風速の加速域から極大域でみられ、VSが大きい。ジェット気流の合流場になっていることも多い。Ellrodの分類(図3-1-6)のタイプ5、6に対応する。

モデル図を図3-1-19(左上)に示す。ジェット

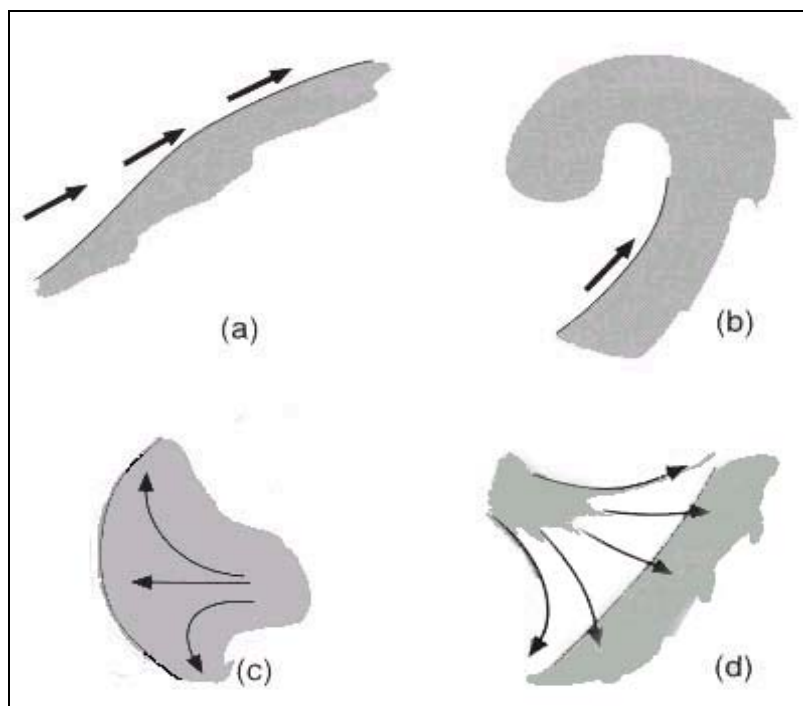


図3-1-18 池田・奥村の分類

(a) タイプI-H (b) タイプI-L (c) タイプII-H (d) タイプII-L  
 実線: バウンダリー 矢印: (a) と (b) ではジェット気流、(c) と (d) では流線  
 陰影: 明域(湿潤域)

気流J1はバウンダリーBにほぼ平行で、赤外面像ではしばしばバウンダリーに沿ってトランスバースラインやCiストリークがみられる。CATはバウンダリーから極側約2度以内で発生することが多いが、バウンダリーの水平スケールが小さいほどその可能性が大きくなる。しかし、水平スケールが大きくても、モデル図のように別系のジェット気流J2が合流したり、上層トラフが接近したりする場合にはCATの可能性は大きくなる。

### 事例1 1998年12月21日00UTC

ジェット気流が合流する例である。300hPa天気図（図3-1-19右上）では、華中から本州付近のジェット気流J1に別系のジェット気流J2が朝鮮半島から合流し、本州付近は風速の加速場となっている。さらに、北日本からジェット気流J3が合流し、日本の東で160kt以上のジェットコアを形成している。

水蒸気画像（3-1-19左下）では、本州南岸にJ1

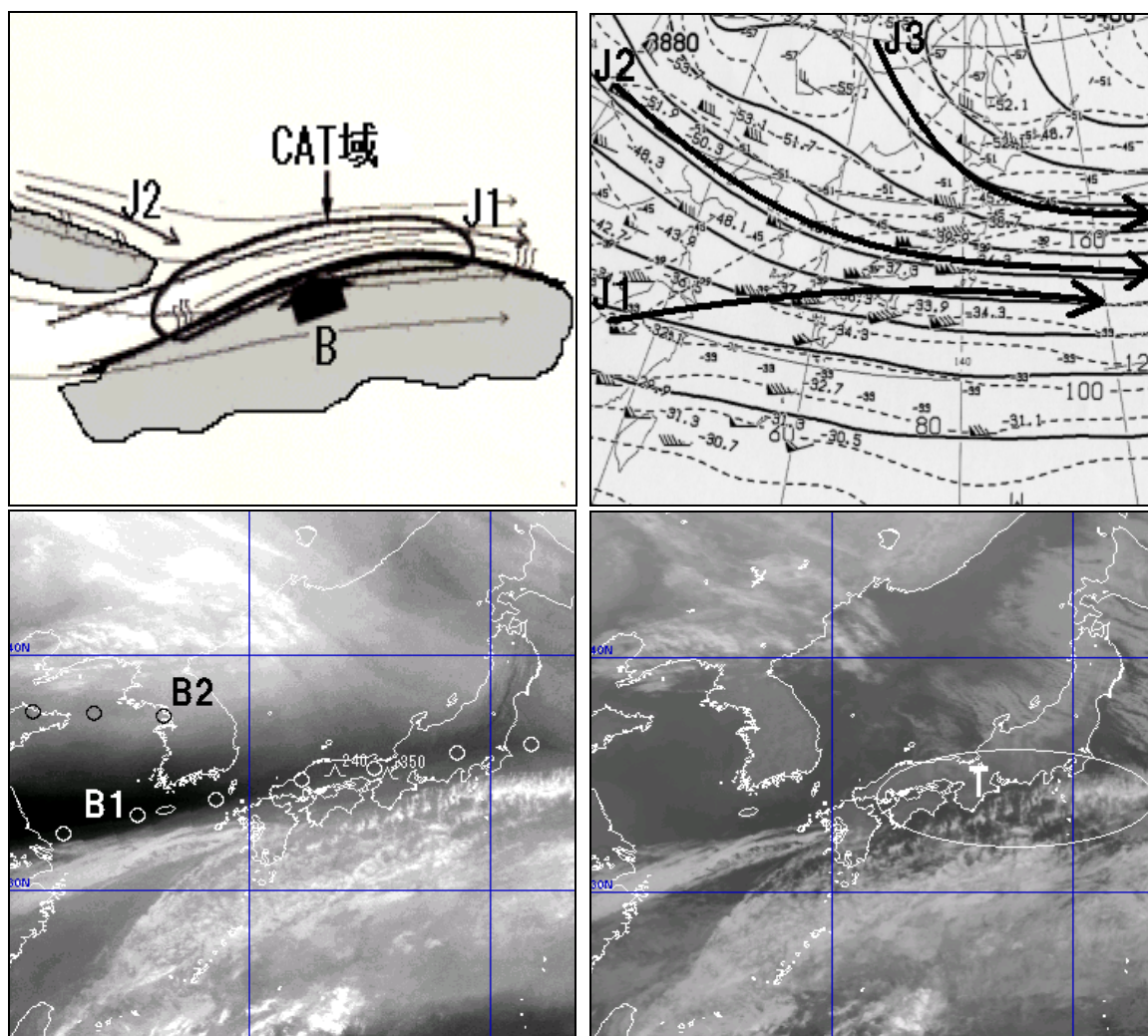


図3-1-19 タイプI-H

(左上) モデル図 実線B: バウンダリー 太矢印J1、J2: ジェット気流

細矢印: 流線 陰影部: 明域

(右上) 1998年12月21日00UTCの300hPa天気図 矢印J1、J2、J3: ジェット気流

(左下) 同水蒸気画像 ○印B1、B2: バウンダリー

CAT記号 $\wedge$ は強度「並」を示し、その右上に高度 (FL) を付加。

(右下) 同赤外面像 T: トランスバースライン

対応のタイプ I-H のバウンダリー B1 が見られ、また、朝鮮半島付近には不明瞭ながら J2 対応のバウンダリー B2 が見られる。画像を動画にして解析すると、B1 と B2 によりジェット気流の合流する様子がわかる。

CAT は B1 付近で発生した。この事例では B1 は高気圧性曲率を持っているが、その水平スケールは 2,000km 以上と大きく、CAT は発生しにくいと考えられる。しかし、ジェット気流の合流により VS が強化され、CAT が発生した可能性がある。

00UTC の高層実況では、VS は米子の FL220~280 で 9~14kt/1,000ft、潮岬の FL200~340 で 9~13kt で

あった。

赤外画像 (図3-1-19右下) では、CAT の指標であるトランスバースライン T が J1 に沿って見られた。Ellrod の分類 (図3-1-6) のタイプ 5 に対応する。

## ② タイプ I-L

このタイプは第2章で述べたジェット気流平行型バウンダリーや、傾圧リーフバウンダリーの低気圧性曲率の部分に相当する。深い上層トラフや寒冷低気圧と関係があり、ジェット気流を伴っている。水平シャー、VS ともに大きい。Ellrod の分類 (図3-1-6) のタイプ 2、3、4 に対応する。

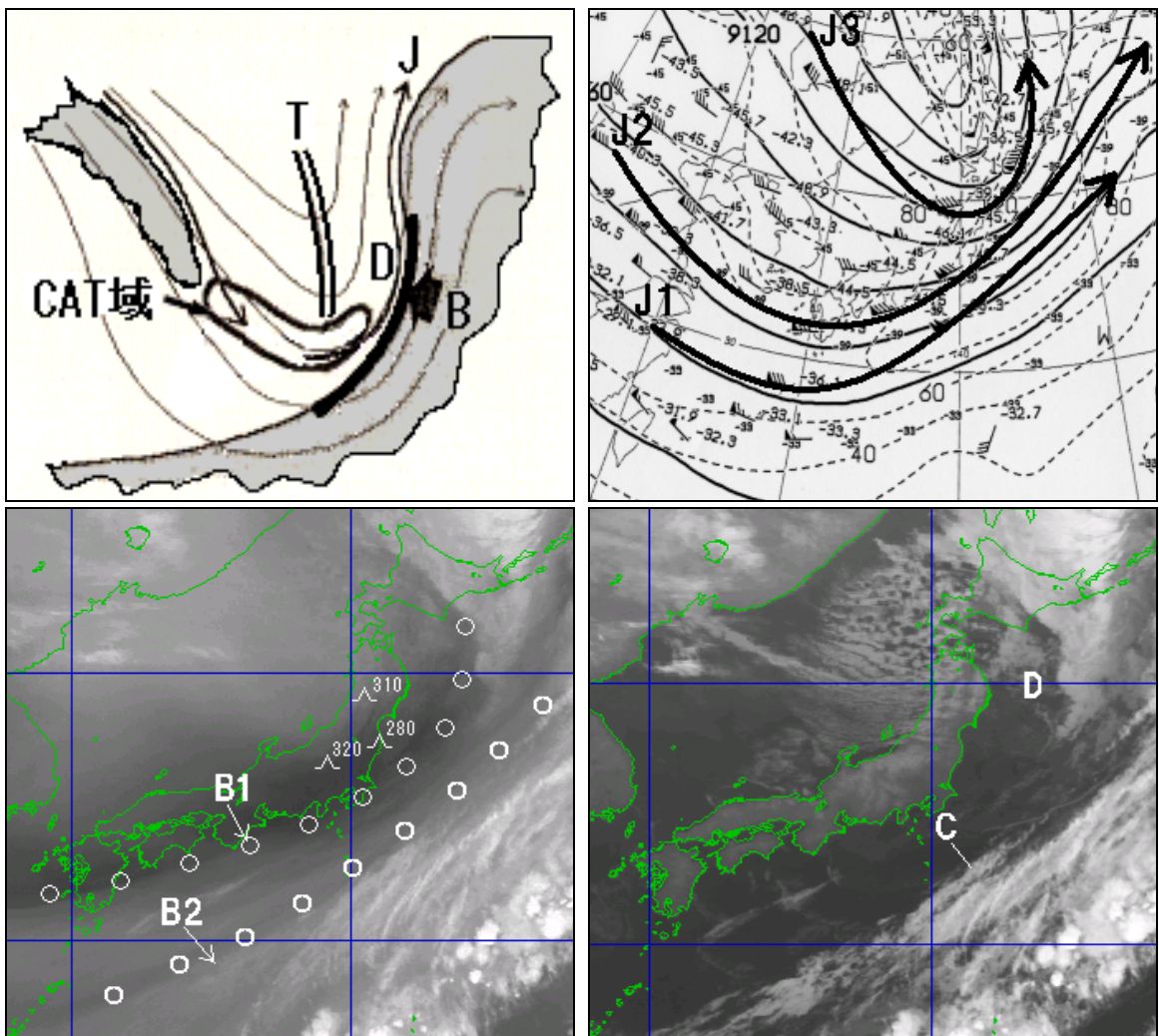


図3-1-20 タイプ I-L

- (左上) モデル図      実線B: バウンダリー      D: ドライスロット      二重線T: 上層トラフ
- 太矢印J: ジェット気流      細矢印: 流線      陰影部: 明域
- (右上) 1997年10月8日12UTCの300hPa天気図      矢印J1、J2、J3: ジェット気流
- (左下) 同水蒸気画像      ○印B1、B2: バウンダリー
- CAT記号△は強度「並」を示し、その右上に高度 (FL) を付加。
- (右下) 同赤外画像      D: ドライスロット      C: Ciストリーク

モデル図を図3-1-20（左上）に示す。ジェット気流JがバウンダリーBと成す角度は極側の端付近では小さく、赤道方向に次第に大きくなっている。バウンダリーの後ろにはドライスロットDがあることが多い。通常はドライスロットの後ろに上層トラフTがある。CATは上層トラフの底から後面にかけての暗域で発生しやすい。

### 事例2 1997年10月8日12UTC

300hPa天気図（図3-1-20右上）では、日本海北部から北海道・三陸沖にかけては深い上層トラフとなっている。また、日本海中部から東北地方を流れるジェット気流J3が本州南岸から北上するジェット気流J2と日本の東で合流している。また、日本の南にはジェット気流J1が見られる。

水蒸気画像（図3-1-20左下）では、三陸沖から本州南岸にかけてバウンダリーB1が見られる。B1は上層トラフ前面の三陸沖から北海道の南ではJ3、それより西側ではJ2との対応が良い。また、日本の南にはJ1対応のバウンダリーB2が見られる。

CATはB1極側の暗域で発生した。ここは上層トラフの底から後面にあたる。赤外画像（図3-1-20右下）では、CAT域はドライスロットDの後面であるが、それ以外にはCATの指標になるようなCiは見られない。山岳波の影響も考えられるが、Ellrodの分類（図3-1-6）のタイプ3に似ている。

一方、B2に沿ってCi域が見られ、その後関東の南のものはトランスバースラインCとなっている。CATの報告はなかったが、重要な指標である。Ellrodの分類（図3-1-6）のタイプ4に対応する。

### ③ タイプII-H

このタイプは第2章で述べたヘッドバウンダリーに相当し、コンマ状の雲の「頭」部分の変形域で見られる。Ellrodの分類（図3-1-6）のタイプ1に対応する。モデル図を図3-1-21（左上）に示す。上層トラフTの深まりとともにその前面でリッジ

が強まる。バウンダリーBは上層リッジに対応したコンマ状の雲の極側縁のCiを含む湿潤域と、その極側の暗域との間で明瞭化する。CATはバウンダリーから $2^{\circ}$  lat以内で発生することが多い。このタイプでは通常、バウンダリーはジェット気流を伴わないが、その東端のみジェット気流Jに対応することが多い。

### 事例3 1998年3月5日00UTC

300hPa天気図（図3-1-21右上）では、日本の南にジェット気流J1が、北海道付近にはジェット気流J4が解析できる。また、ジェット気流J2が沖縄付近から本州南岸を通過して日本の東に流れている。さらに、ジェット気流J3が大陸から東シナ海北部の上層トラフの南側を回り込み、日本海から日本の東へ流れ、J2、J4と合流している。

水蒸気画像（図3-1-21左下）では、タイプII-HのバウンダリーB1が日本海中部から東北地方北部にかけて見られる。画像を動画にして詳細に解析すると、N点を中心としてB1に沿って逆方向の流れ（図3-1-21左下の矢印）、すなわち伸長軸が見られ、変形域の存在が確認できた。また、B1の東経135度以東はJ3に対応している。CATはB1付近で発生した。ただし、東端のものは他の2報告より発生高度が約10,000ft低い。ここはJ4との合流場であり、鉛直構造が異なっていると考えられる。また、東シナ海南部にはJ1対応のタイプI-LのバウンダリーB2が見られる。

赤外画像（3-1-21右下）では、B1は低気圧対応のコンマ状の雲Aの極側縁に対応しており、ドライスロットDの拡大とともにその高気圧性曲率を増し、CATが頻発した。

なお、この事例ではバウンダリー南側の明域は雲域を含んでいるが、そうでないことも多く、その場合には赤外画像のみでCAT域を検出することは困難である。

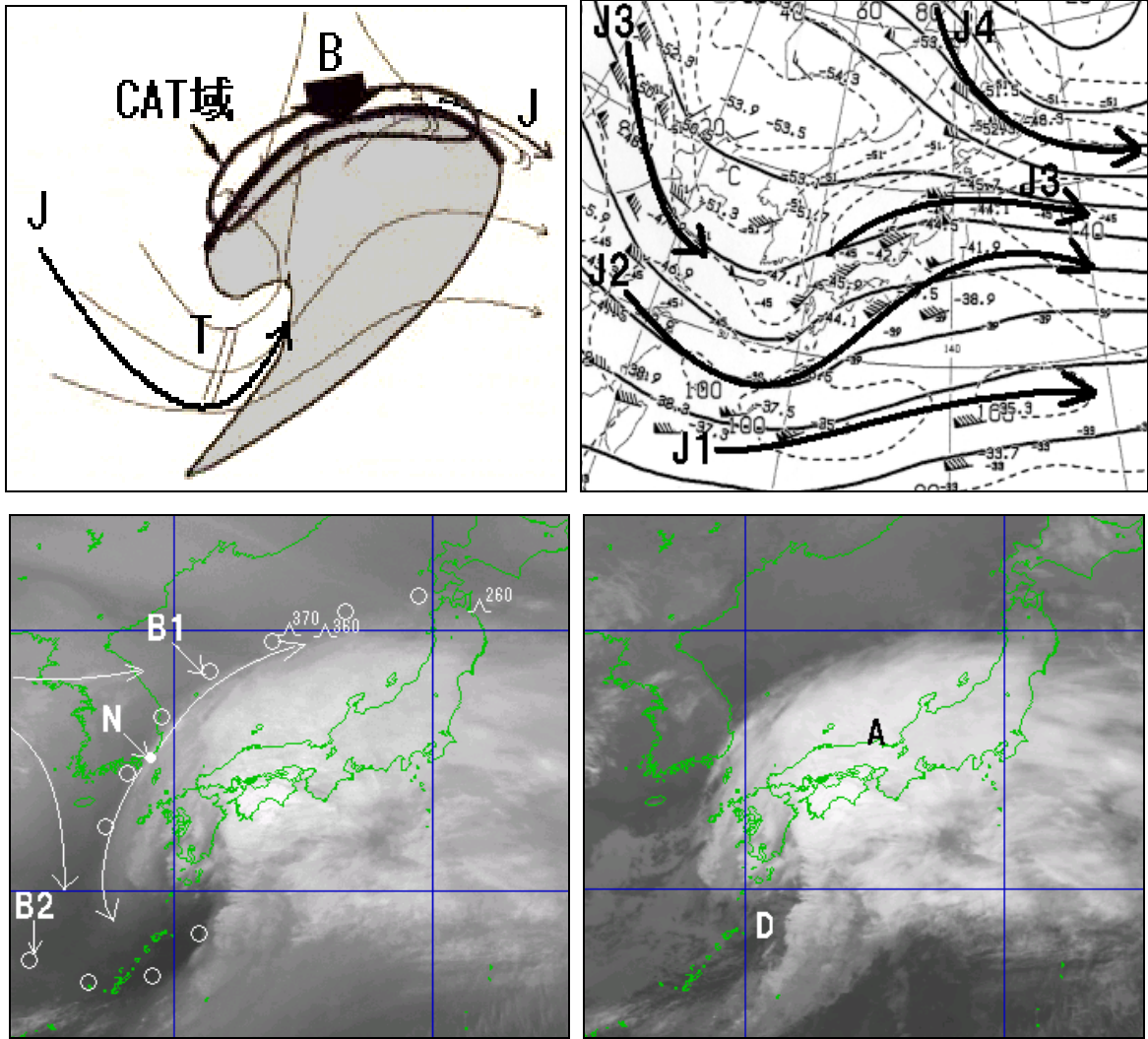


図3-1-21 タイプⅡ-H

- (左上) モデル図 実線B: バウンダリー 二重線T: 上層トラフ 太矢印J: ジェット気流  
 細矢印: 系に相対的な流線 陰影部: 明域
- (右上) 1998年3月5日00UTCの300hPa天気図 矢印J1、J2、J3、J4: ジェット気流
- (左下) 同水蒸気画像 ○印B1、B2: バウンダリー  
 細矢印: 系に相対的な流線 (N点を中心としてB1に沿って逆方向の流れが見られる)  
 CAT記号△は強度「並」を示し、その右上に高度 (FL) を付加。
- (右下) 同赤外画像 A: 低気圧対応のコンマ状の雲 D: ドライスロット

#### ④ タイプⅡ-L

このタイプは第2章で述べたドライサージ及びベースサージの各バウンダリーに相当する。西または北西の流れの急速な減速場で形成される変形場で明瞭化する。Ellrodの分類 (図3-1-6) のタイプ4と8に対応する。

モデル図を図3-1-22 (左上) に示す。上流側に

あるジェット気流Jから分流した流れが大きな角度でバウンダリーBを横切る。ジェット気流の先端付近にはCiを含む湿潤域と前面の暗域との間で形状が不規則な湿潤境界Cを形成する。CATはバウンダリーB極側の暗域付近から上流側の湿潤境界Cにかけての5~10° latの比較的広い領域で発生しやすい。





赤外画像（図3-1-22右下）では、B1付近には北端を除いてCi域は見られず、「デルタ型」の雲域は不明瞭である。CATが列状のCiの先端部で発生していることから、Ellrodの分類（図3-1-6）のタイプ7のようにも見えるが、このCiがジェット気流に沿っていることからタイプ8に含まれる。

なお、水蒸気画像（図3-1-22左下）では、J1に対応してタイプI-HのバウンダリーB2が見られ、また赤外画像（図3-1-22右下）ではB2に沿ってトランスバースラインTが見られる。CATの報告はなかったが、重要な指標である。Ellrodの分類のタイプ5に対応する。

## （2）暗化域とCAT

前節で示したバウンダリーが現れたからといって必ずしもCATが発生するとは限らないが、バウンダリーの極側に現れる暗化域がCAT発生の良い指標となることが多い。なお、ここでいう暗化すなわち「暗さを増す」とは空気の流れにしたがって暗くなること（TBBが上昇すること）であって、

暗化が時間とともに広がっていくことではない。

Ellrod（1990）は水蒸気パターンの変化とCATとの関連を調べ、暗化域の動向がCATの予想に有効であるとしている。また、山本・内藤（1995）はNOAAの水蒸気画像とCATとの関係を調査し、上層トラフの前面以外で発生するCATは暗化域との対応が良いとしている。

暗化は対流圏上・中層の寒気移流や収束、変形と結びついており、その結果として生じる大気の沈降を意味している（Stewart・Fuelberg, 1986）。Ellrod（1990）は暗化を引き起こす収束、寒気移流、変形などの要素がCATの要因としての強いVSの生成と維持に重要であるとしているが、詳しい調査はなされていない。

図3-1-23は暗化域が現れやすい上層パターンを示している。暗化域は総観場では通常、上層トラフの後面に現れる。その上流側にはジェットコアがあることが多く、暗化域付近は減速場となっている。暗化域は一般にその先端部がバウンダリーに一致し、低気圧性曲率をもつバウンダリー（タ

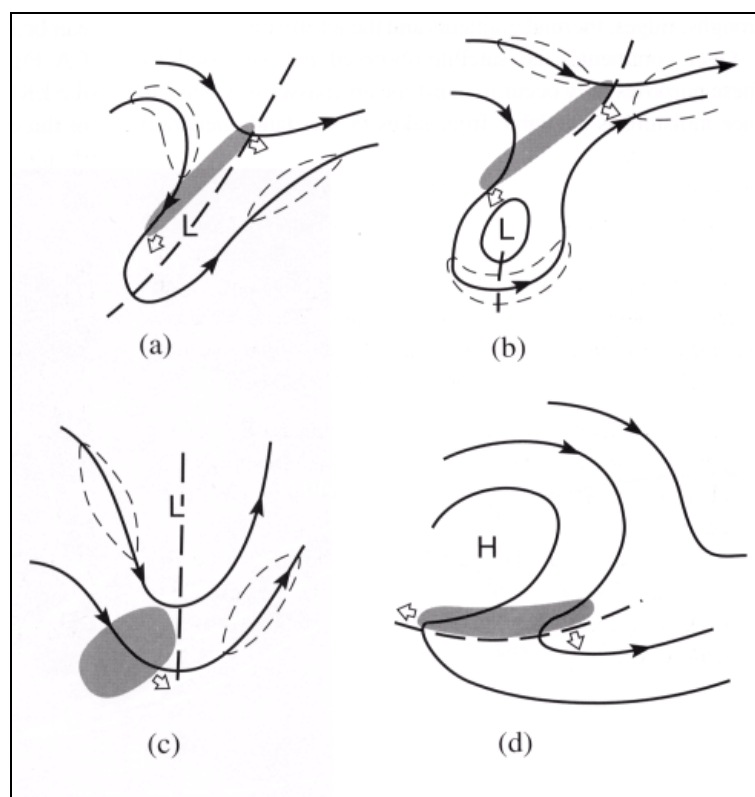


図3-1-23 暗化域が現れやすい上層パターン（Badar *et al.*, 1995）

矢印は流線、太点線は上層トラフ、細点線はジェットコアを示す。また、陰影部が暗化域を表し、白矢印の方向へ移動する。

イプ I-L、II-L) の極側に現れることが多い (池田・奥村, 1999)。一方、高気圧性曲率をもつバウンダリー (タイプ I-H、II-H) の場合、バウンダリー付近が Ci が覆われていることが多く、暗域が狭かったり、見えなかったりするため、暗化域が現れることは少ない。

### (3) 事例

1999年1月4日、暗化域を伴ったバウンダリーが本州付近を南下し、これに伴ってバウンダリー付近から極側の約5° lat以内の東日本から西日本に

かけてCATが頻発した (図3-1-24)。このときの暗化域は総観場では図3-1-23の (d) パターンに属する。

なお、CATが発生したのは晴天域で、トランスバースラインやCiストリークなどCATの指標となるような雲パターンは観測されなかった。

#### ① 総観場

図3-1-25 (左) は1月4日00UTCの300hPa天気図である。日本海中部から東日本にかけてジェット気流J1が、北緯30° 付近にジェット気流J2が解析で

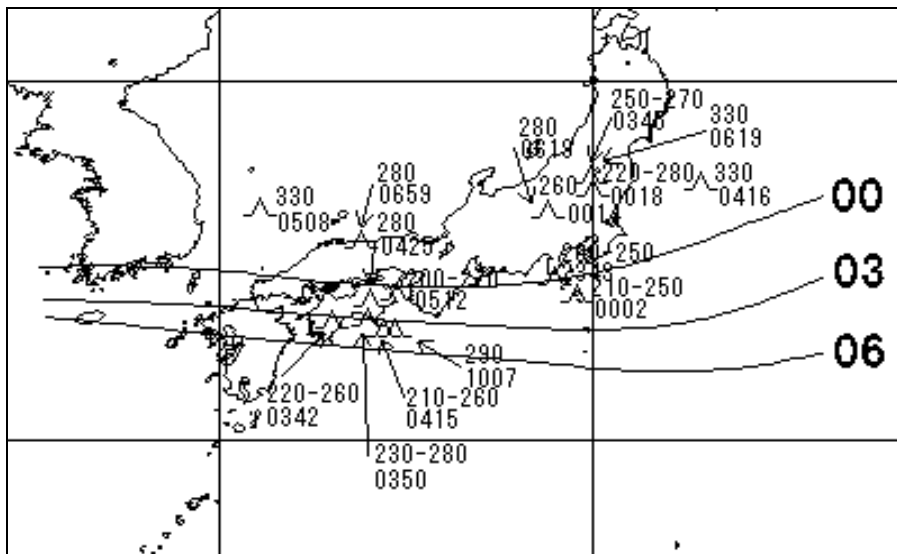


図3-1-24 バウンダリーの位置とCATの状況 (1999年1月3日23UTC~4日11UTC)

実線はバウンダリーの位置で、数字は時刻 (1999年1月4日00、03、06UTC) を示す。  
CAT記号 A は強度「並」を示し、その右上に高度 (FL)、右下に時刻 (UTC) を付加。

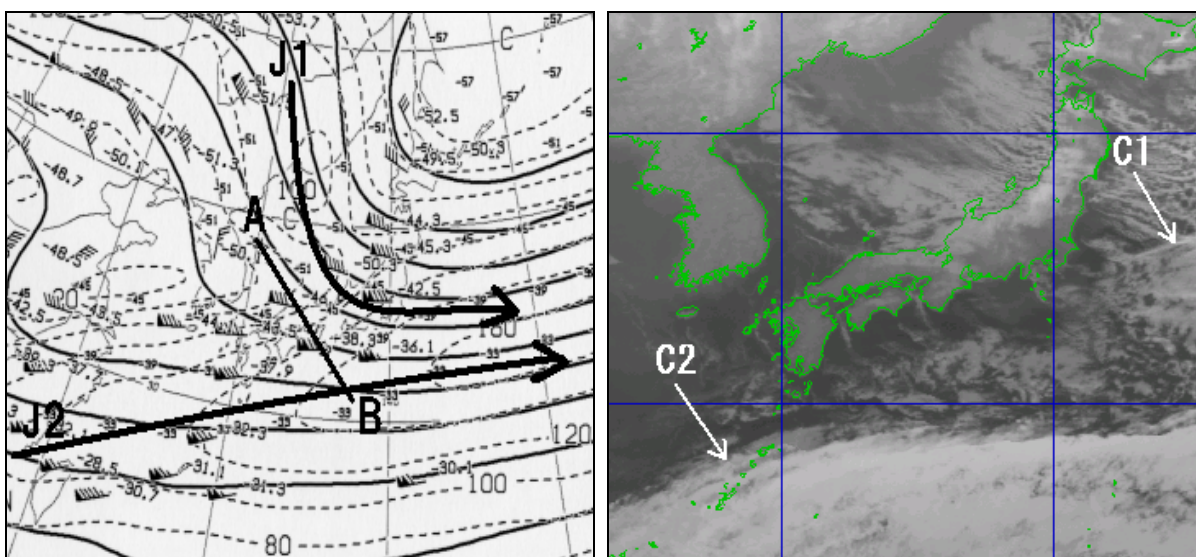


図3-1-25 1999年1月4日00UTCの300hPa天気図 (左) と同赤外面像 (右)

矢印 (J1、J2) : ジェット気流      A-B : 図3-1-28の断面位置      C1、C2 : Ciストリーク

きる。これら2つのジェット気流は日本の東で合流し、風速160kt以上のジェットコアを形成している。

本州付近には、J1を伴う上層トラフが解析でき、その上流側には100kt以上のジェットコアがある。また、朝鮮半島南部にも上層トラフがみられ、その上流側の日本海西部から朝鮮半島にかけてはJ1から分流した流れの減速場となっている。

## ② 画像上の特徴

図3-1-25(右)は1月4日00UTCの赤外面像である。日本の東にJ1系上層トラフ前面のCiストリークC1、日本の南にJ2対応のCiストリークC2が見られるが、CAT域付近は寒気に伴う対流雲や下層雲が広がっている程度である。

図3-1-26は同00UTC(上)、06UTC(下)の水蒸気画像(左)とTBB(右)である。なお、TBBは $-20^{\circ}\text{C}$ 以上を表示し、この領域をここでは暗域と定義する。また、図3-1-27は1月4日00UTCの東経130度に沿った鉛直断面図である。

00UTC(図3-1-26上)では、西日本から関東の南にかけて極側に狭い暗域をもった低気圧性曲率のバウンダリーB1(ほぼTBBの $-20^{\circ}\text{C}$ 線の南端に対応)が見られる。図3-1-25を参考にすると、B1のうち東経138度以東はほぼJ1に対応しているが、以西は対応していない。すなわち、前者がタイプI-L、後者がタイプII-Lのバウンダリーである。また、バウンダリーB2はジェット気流J2に対応し

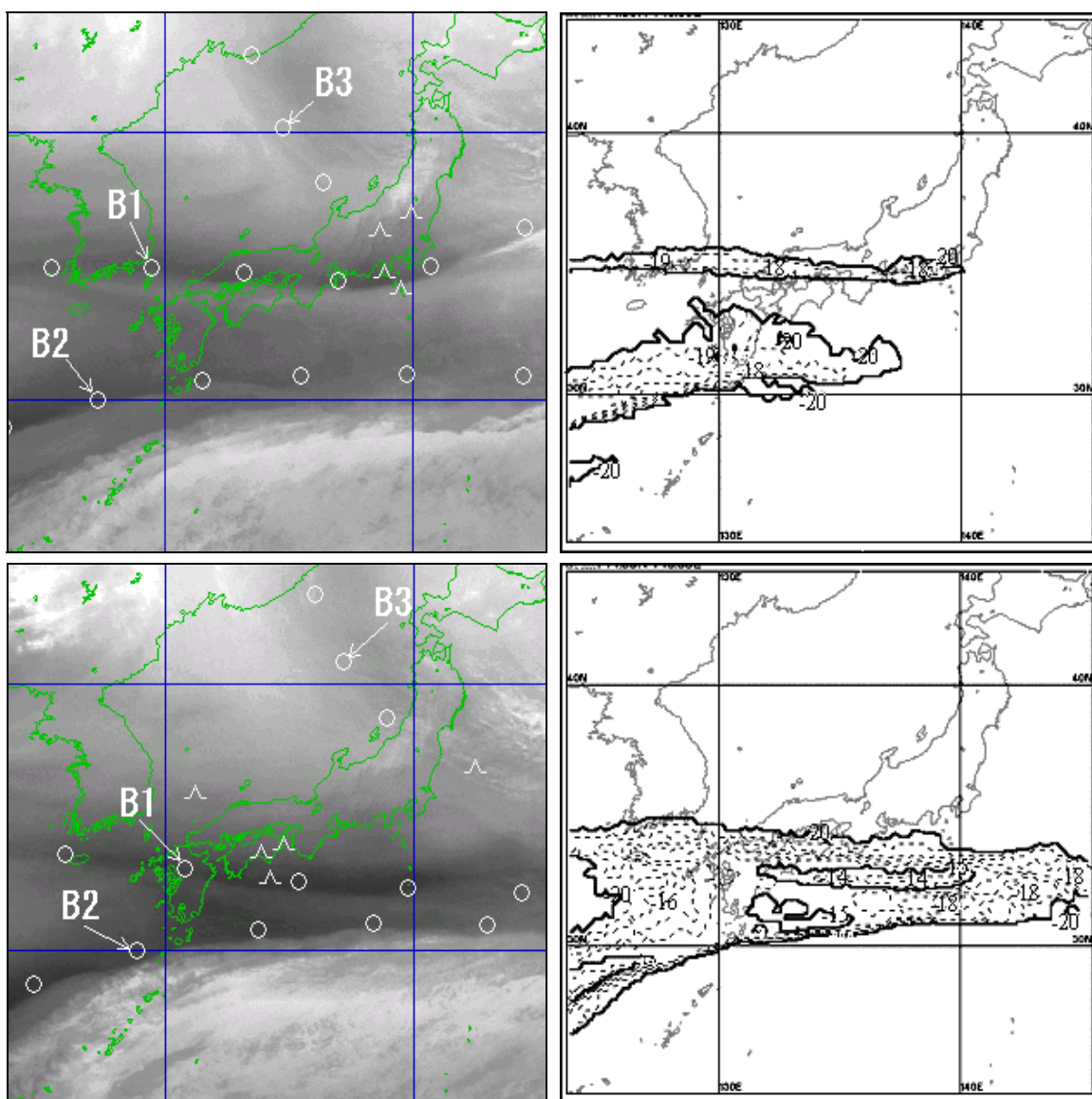


図3-1-26 1999年1月4日の水蒸気画像(左)と同TBB(右) 上:00UTC 下:06UTC

○印B1、B2、B3はバウンダリー、CAT記号(△)は強度「並」を示す。TBBは $-20^{\circ}\text{C}$ 以上を $1^{\circ}\text{C}$ 毎に表示した。

たタイプ I-H、バウンダリーB3はJ1に対応したタイプ I-Lのバウンダリーである。B2はその極側に幅広い暗域を伴っているが、B3では対流雲による湿潤域によりぼかされてしまい、不明瞭である。CATは本州付近の上層トラフの通過に伴い、まず、B1付近から極側の東日本上空FL200~280で発生した。

06UTC (図3-1-26下) では、B1極側の暗域は暗化しながらゆっくり南下し、B2極側の暗域と併合した。図3-1-26 (右下) では、00UTCに対馬海峡から中国地方にあった暗域の中心(-18℃)は06UTCには本州の南まで南東進し、-15℃程度まで暗化している (中心は-14℃)。また、B2のすぐ極側も同時に暗化している。

CATはB1の南下に伴い、B1付近から極側の西日本上空FL200~330で発生した。CAT域と暗化域は必ずしも対応しておらず、そのすぐ極側でも発生している。

なお、B1から遠い位置にあたる東日本の山岳上空のFL250~330でCATが持続しており (図3-1-24)、これは山岳波の可能性が考えられる (3.1.5項参照)。

### ③ 暗化域の構造

空気塊は断熱で不飽和であれば温位が保存され、等温位面上を移動する。断面図が流れに沿っていれば、空気塊は等温位線上を移動する。このことにより、流れに沿った断面図上の風と等温位線の分布から、おおまかな上昇または下降流が推定できる。また等温位線の鉛直方向の間隔は、狭いほど静的に安定である。

図3-1-27は4日00UTCの東経130度に沿った鉛直断面図である。図3-1-25 (左) で、J1から分流し北風となった流れは、浦項 (47138) 付近から極側でかつ、300hPaより下層では、ほぼ断面図に沿っている。図3-1-27のA付近での風向、等風速線及び等温位線の分布は、極側から浦項 (47138) にかけて急速に減速しながら転移層 (315~345K) の下方

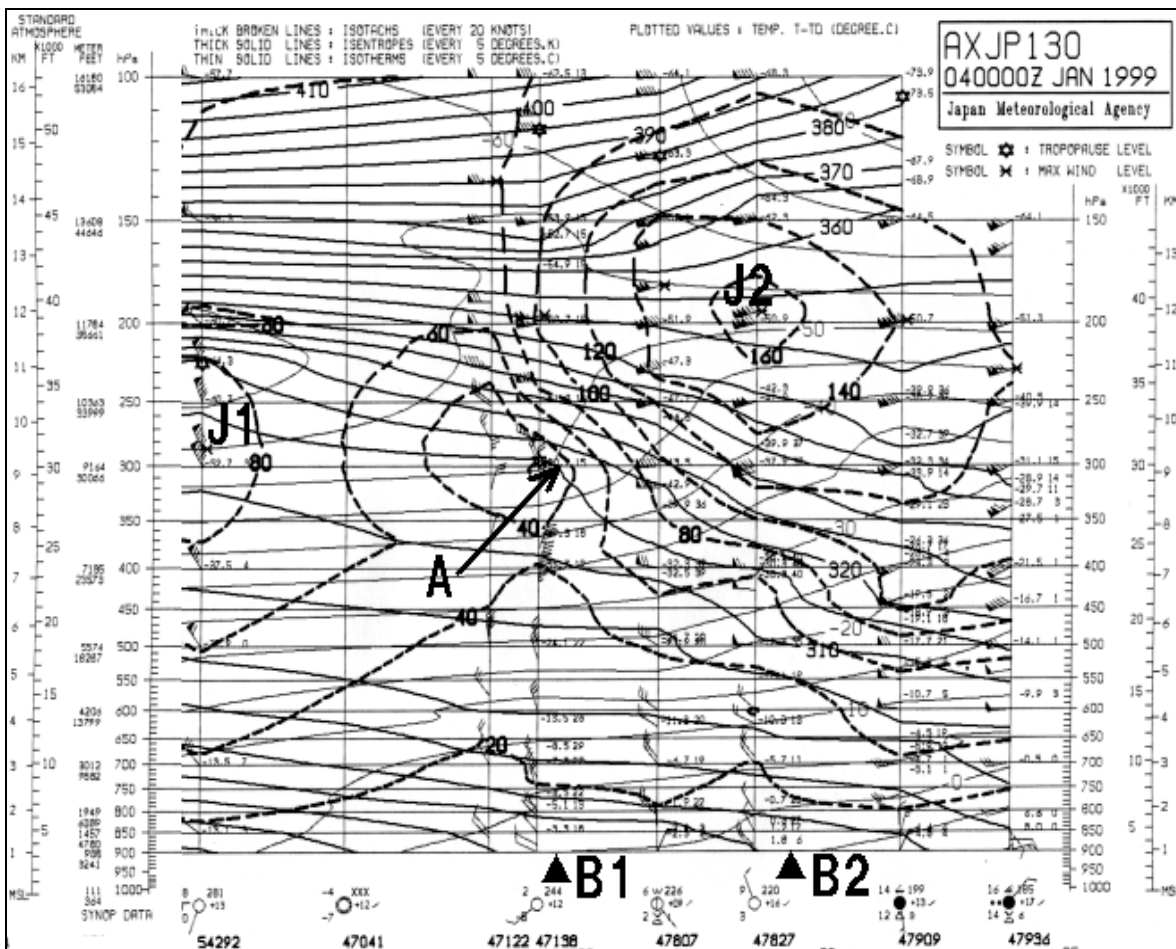


図3-1-27 1999年1月4日00UTCの東経130度に沿った鉛直断面図

J1、J2 : ジェット気流      ▲B1、B2 : バウンダリーの位置      A : 本文中の位置を示す。

へ沈降していることを示している。このうち、バウンダリーB1（図中▲）の位置の300hPaの下、FL230～300で等温位線の間隔が大きく、中立に近い層となっており、ちょうどこの付近が暗化域に対応している。すなわち、暗化域は空気の沈降による断熱変化の結果としての乾燥域を示すと推定される。A付近の下では静的安定度が小さい。これに暗化域が関連していると考えられるが、詳細は不明である。

西日本のCATは03～10UTCにかけてこの暗化域の通過に伴い、四国付近のFL200～290と、山陰地方から日本海西部のFL280、330で発生した。前者はB1のすぐ極側、すなわち暗化域付近であり、後者はさらに極側の明域との境界付近である。

図3-1-28は1月4日06UTCのRSM鉛直断面図である。CAT域は明瞭な転移層下部からその下方の中立に近い成層の部分である。なお、VSはRSMでは6～10kt/1,000ftであった。

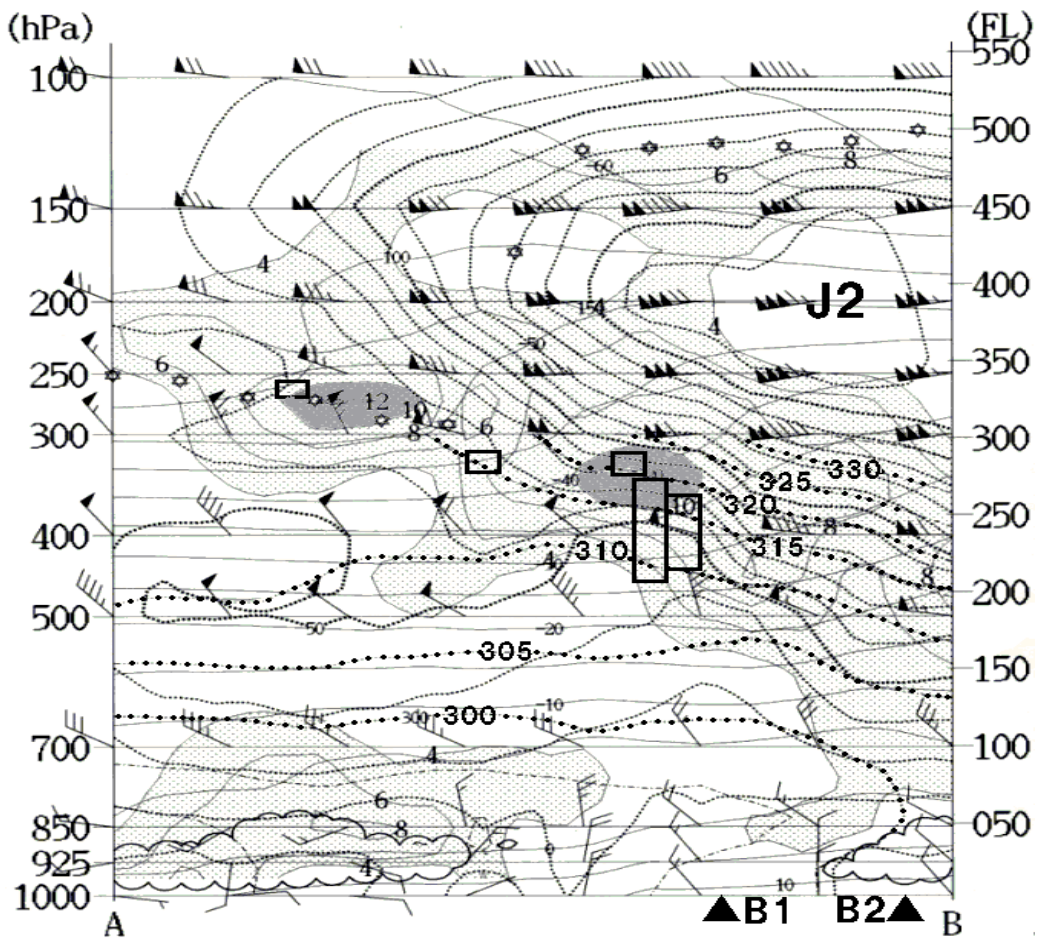


図3-1-28 1999年1月4日06UTCのRSM鉛直断面図（図3-1-25のA-Bに沿った断面）

J2：ジェット気流      ▲B1、B2：バウンダリー      細実線：気温（℃）  
 太実線：等風速線（kt）      点線：相当温位（K）      矢羽：風（kt）  
 点彩域：VSが4kt/1,000ft以上の領域      陰影域：VSが10kt/1,000ft以上の領域  
 四角：CAT域

（東京航空地方气象台提供）

## 雲解析事例集と気象衛星観測月報

気象衛星センターでは、1年間の顕著事例の衛星画像に解説や概要を加えて収録した雲解析事例集CD-ROMを、1997年分から毎年発行している。2000年分までの4年間で94の事例を取り上げた。また、それとは別に「乱気流編」として15事例を収録したCD-ROMも発行した。

気象衛星観測月報 (Monthly Report of Meteorological Satellite Center) はCD-ROMに画像データなどを毎月収録し、1996年7月分から発行している。

両CD-ROMに収録された衛星画像は、同じCD-ROMに含まれる閲覧ソフトで表示することができる。

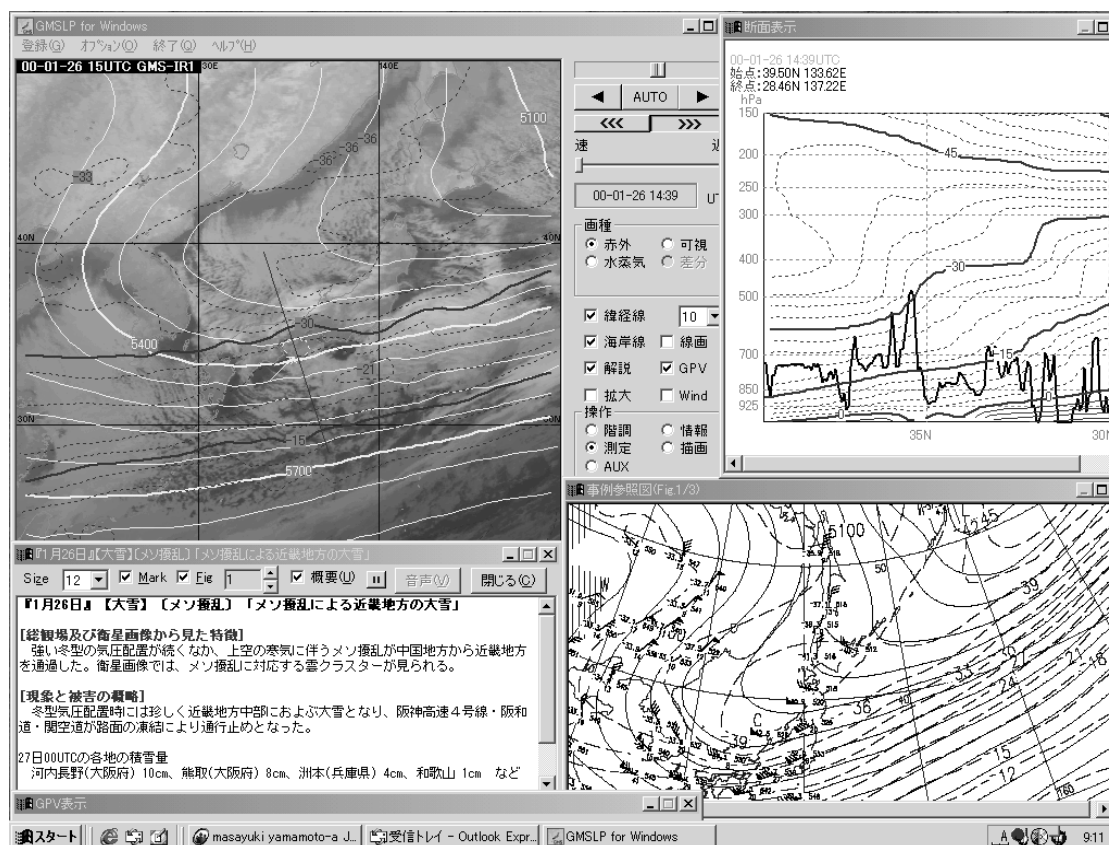
事例集のCD-ROMには、衛星画像の他に同時刻の地上・高層・アメダス・レーダー等の実況値や数値予報GPVのデータも収録されており、衛星画像との重ね合わせや、動画、断面図などの表示などが行える。

画像への線画や記号付加、印刷やファイルへの出力等にも対応し、様々な使い方ができるように工夫されており、調査・研究に利用できるだけでなく、雲解析技術の向上をはかるための自習教材としても活用できる。

また、月報CD-ROMの画像を用意し、気象庁天気図CD-ROMから地上・高層実況等を、気象庁月報からアメダスデータを読み込めば、画像との重ね合わせにより、独自の解析も可能であり、解説用資料の作成や、講演・展示などにも幅広く活用できる。

このように多くの利点を持つCD-ROMを大いに利用して頂きたい。

(山本 雅之)



事例集の表示例：画像とGPVとの重ね合わせや、解説・断面図・参照図の表示、独自の解析結果の付加などが可能

### 3.1.5 山岳波

#### (1) 地形性CiとCAT

山岳波に関連したCATは、山脈の風下側に発生した地形性Ciと、それに平行した狭い晴天域との間で発生する (Ellrod, 1989)。地形性Ciは日本では奥羽山脈、日高山脈の東側で最もよく観測される。

図3-1-29は2000年1月22日07UTCの赤外画像 (左)

と可視画像 (右) である。沿海州 (C1: シホテアリニ山脈の風下側)、東北地方 (C2: 奥羽山脈の風下側)、朝鮮半島 (C3: 太白 (テベク) 山脈の風下側) に地形性Ciがみられる。これらは赤外画像では西縁が鋭くきわだった白色で、ほとんど動きがないことから一見Cbのように見える。しかし、可視画像ではこれらの雲域は薄く、また、海岸線 (いずれの山脈も海岸線に平行である) に沿って

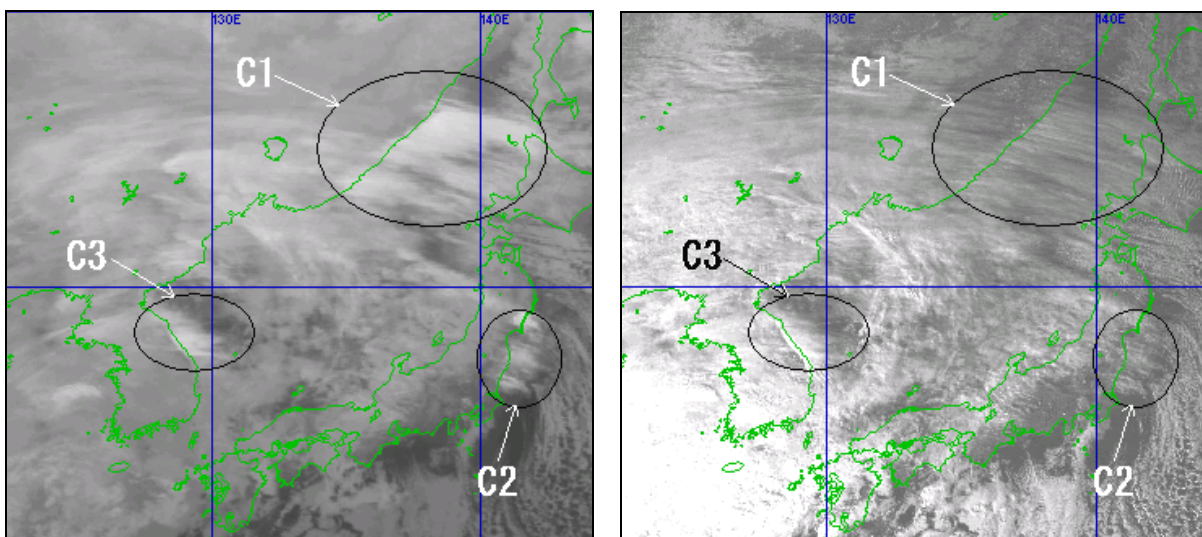


図3-1-29 2000年1月22日07UTCの赤外画像 (左) と可視画像 (右)

C1、C2、C3 : 地形性Ci

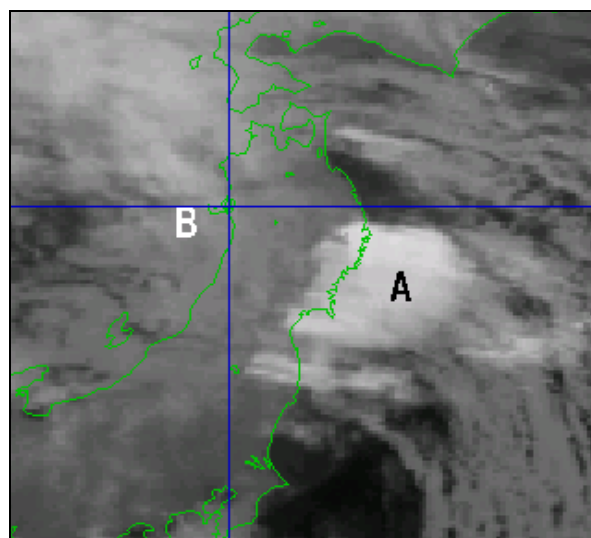
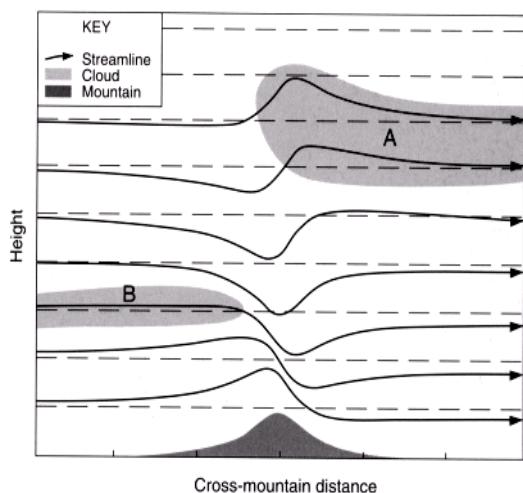


図3-1-30 地形性Ci

(左) 左右対称の山によって生ずる気流と地形性Ciのモデル図 (Durran, 1986)

陰影部A: 地形性Ci 陰影部B: Ci域 矢印: 流線

(右) 実例 (2000年1月22日10UTCの赤外画像)

A: 地形性Ci B: Ci域 (B付近は中・下層の雲域のように見えるが、画像を動画にして解析すると、薄いCiがある)

発生していることから地形性Ciであることがわかる。

安定成層をした乾燥大気中の気流が山脈に衝突すると、風上側の山腹で強制的な上昇を受ける。その気流内の空気塊は重力の復元作用でやがて引き戻され下降するが、平衡点を過ぎてから再び上向きに転ずるように、風下に流されながら上下振動する。こうして、一般的に山岳波と呼ばれる内部重力波が発現する。

山岳波の性状は山の形と大きさ、大気の静的安定度、風向風速とその高度分布などの気象条件に大きく影響される。山頂付近に強い逆転層があって、その上空に相対的に不安定な厚い層が存在し、風向がほぼ一定でVSが弱いとき、内部重力波が対流圏上部に鉛直に伝わっていく。

図3-1-30（左）は左右対称の山によって生ずる気流と地形性Ciの関係を示している。山脈風上のCi域Bが下降流により消散するのに対し、風下のBに比して高度の高いCi域Aが山頂付近の上昇流により発生している。このAが地形性Ciである。

図3-1-30（右）は図3-1-29の東北地方の地形性Ci（C2）が最も発達した時（2000年1月22日10UTC）の赤外画像である。西寄りの流れの中で、奥羽山脈の風下側には山脈に沿って雲頂高度の高い地形性Ci（A）がみられる。一方、風上側のCi（B）はAに比べて雲頂高度は低く、山脈に接近するにつれ

不明瞭化し、山頂付近ではほとんど消散している。なお、Aの雲頂高度は-44~-40℃であり、この温度は仙台（47590）の高層観測によると320~370hPaの高度に相当する。

小花（1981）は、地形性Ci発生時の大気の特徴として、次の①~⑤をあげている。以下にこの事例での対応を併せて記す。

① 山頂を越える風が山脈中腹から山頂付近の対流圏下層から上層までほぼ一様な風向を持ち、しかも山脈の走向にほぼ直角な方向になっている。

図3-1-31は2000年1月22日12UTCの仙台上空の風速（左）、風向（中）と安定度（右）の鉛直分布である。風向は最下層を除き、上層まで西~西北西で揃っており、この条件をみたしている。

② 山脈を越える風速が山頂付近で10m/s程度以上あること。

山頂付近（850~800hPa）の風速は図3-1-31（左）では約15m/sであった。

③ 山頂から対流圏上部まで安定成層をなしている。最下層を除き、下層から中層は絶対安定成層だが、上層ほど安定度を減ずる傾向にあり、雲層付近は湿潤断熱減率に近い。

図3-1-31（右）では全層安定である。山頂付近（800hPa）に強い安定層があり、上層（350hPa

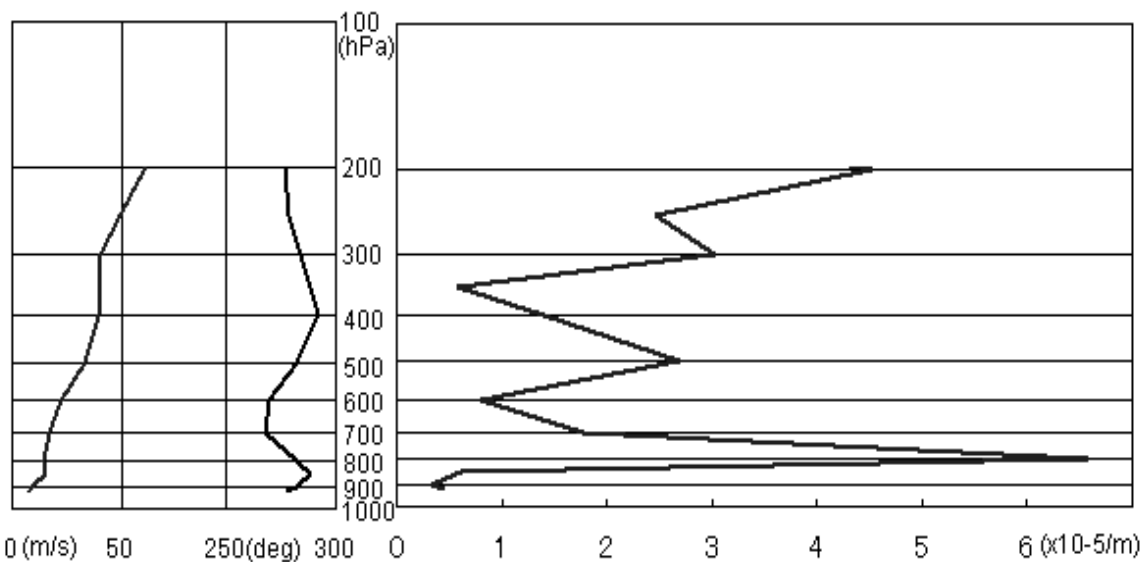


図3-1-31 2000年1月22日12UTCの仙台上空の風速（左）、風向（中）と安定度（右）の鉛直分布

横軸：左から風速（m/s）、風向（deg）、安定度  $(\frac{1}{\theta} \cdot \frac{\Delta\theta}{\Delta Z})$  ( $\times 10^{-5}/m$ ) 縦軸：高度（hPa）



付近) にやや安定度の小さい層がある。

- ④ Scorer数が減少していく気層の最上層付近よりやや高高度の、Scorer数が急激に増加している層の中で発生する。

Scorer数 (S) は次式で表される。

$$S = \frac{g}{u^2} \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} - \frac{1}{u} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$$

ただし、g : 重力加速度 u : 水平風速 θ : 温位  
z : 高度

第1項は気層の安定度に関係した項、第2項はVSの変化率に関係した項である。この事例では、図3-1-31 (左) からわかるように、VSの変化率は小さく、第2項は第1項に比べて小さい。したがって、Scorer数はほぼ第1項のみで決まり、Scorer数の鉛直分布は図3-1-31 (右) に似たものとなる。

300~350hPaにかけて安定度 (Scorer数) が急激に増加しており、地形性Ci (A) の雲頂高度320~370hPaにほぼ一致している。

- ⑤ 上層に水蒸気があること。

CATは山脈に直交する流れがわずかに高気圧性曲率を持った上層リッジの東側やジェット気流の南端付近の「おろし風」を助長するような総観場で、かつ、風速が山頂で35kt、ジェット気流の高

度で75kt以上のとき発生しやすい (Brown, 1986)。そして、図3-1-32のように山頂と地形性Ciとの間にギャップ (隔たり) がある時、Ciの西端 (晴天域の東) に沿ってCATが発生する (Ellrod, 1989)。ただし、日本では地形性Ci近傍でのCATの報告例は見当たらない。

## (2) 山脈風下側の暗域とCAT

上・中層が乾燥している場合、地形性Ciは発生しないが、水蒸気画像で山岳波の場所を特定することができる。山岳の風下の、狭く定常的な暗域は、山岳波に関係する沈降場を示している。Ellrod (1989) はこのような暗域はCATの指標となり、この場合に発生するCATの80%が「強」であるとしている。

### 事例

図3-1-33は2000年3月29日20UTCの水蒸気画像 (左) と30日00UTCの300hPa天気図 (右) である。水蒸気画像では日本付近に二つのバウンダリーB1、B2がみられ、300hPa天気図ではそれぞれジェット気流J1、J2に対応している。また、奥羽山脈・越後山脈の風下側にあたる宮城県・福島県から関東地方にかけては暗域Dとなっている。ここはB1の南側であり、J1に伴う下降流による乾燥域を示唆している。このDのFL370で「並」~「強」のCATが発生した。

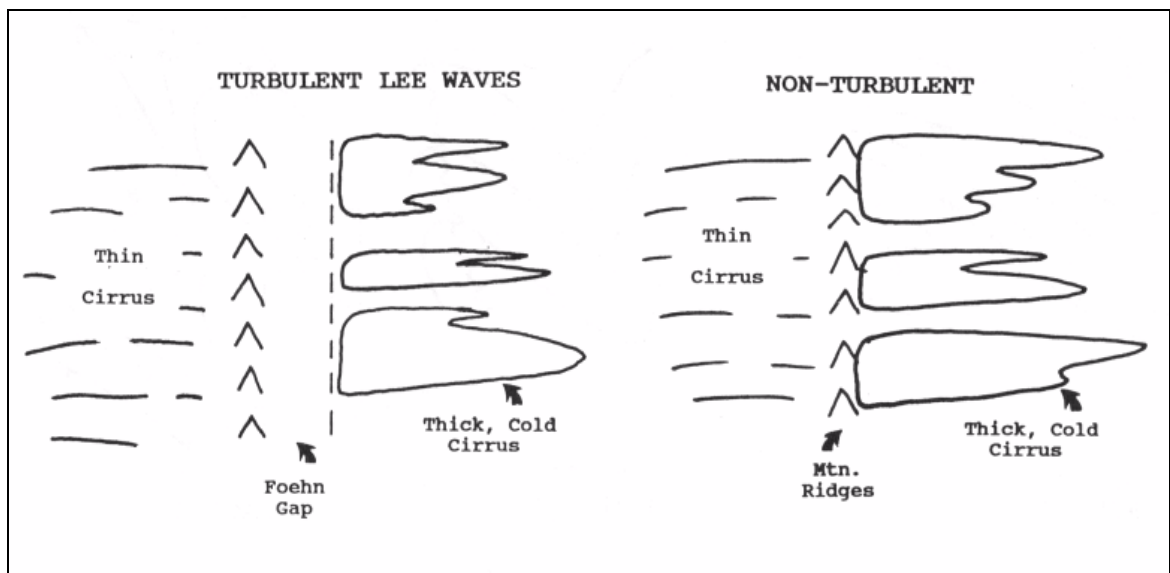


図3-1-32 地形性Ciの位置とCATの関係 (Ellrod, 1989)

山脈 (▲ : Mtn. Ridges) と地形性Ci (Thick, Cold Cirrus) との間に隔たり (Foehn Gap) があるときCATが発生しやすい (左) .

図3-1-34 (左) は図3-1-33 (左) を拡大し、明暗を強調した画像である。図では、暗域D中の奥羽山脈、越後山脈の風下側直近に、ひとときわ黒く、細長い暗域DLがみられる。すなわち、DLは山岳波に関連した強い下降流を示している可能性が大きい。CATは通常DLのような暗域の東端付近で発生する (Ellrod, 1989)。この事例ではCAT域 (×) はDLから離れている。しかし、やや明瞭さに欠けるものの、やはり阿武隈山地風下側の、より暗い暗域DAの東端である。

なお、同時刻の赤外画像 (図3-1-34右) では、

奥羽山脈の西側には発達した対流雲域C1が見られるものの、CAT域×付近には雲頂高度の低い対流雲域C2が見られる程度である。

図3-1-35は3月30日00UTCの東経140度に沿った鉛直断面図である。奥羽山脈の山脈上空から風下側にあたる秋田 (47582) から仙台 (47590) 上空12,000~15,000ftで等温位線が風下側へ急下降している (○印Q) 一方、秋田上空40,000~46,000ftと仙台上空30,000~39,000ftで等温位線が山型を呈しており (○印P)、上層の山岳波の存在を示唆している。秋田は奥羽山脈の風上側にあたるが、

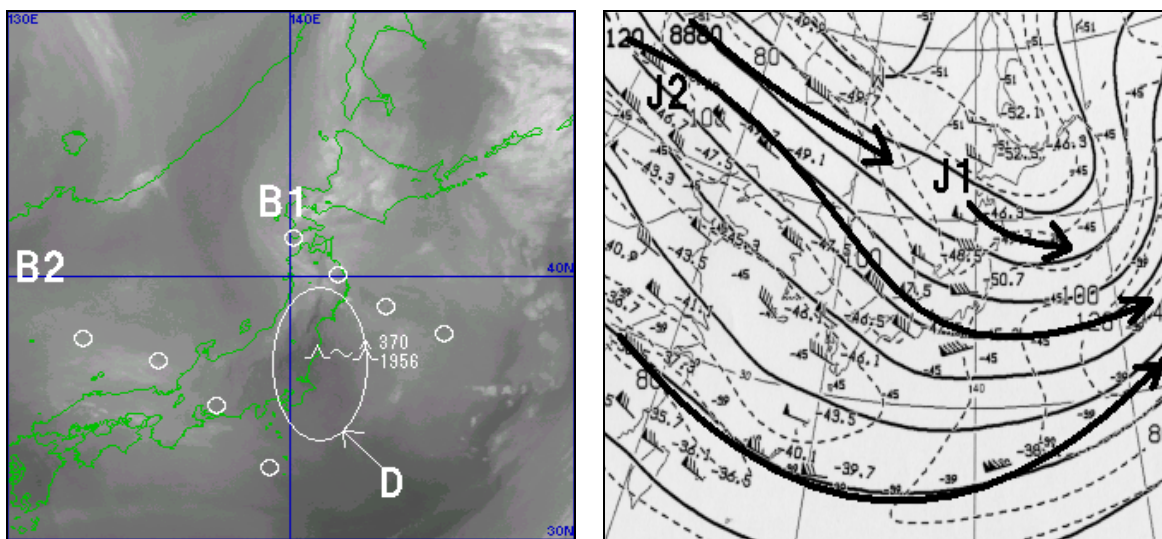


図3-1-33 2000年3月29日20UTCの水蒸気画像 (左) と同30日00UTCの300hPa天気図 (右)  
○印B1、B2 : バウンダリー 楕円D : 暗域 矢印J1、J2 : ジェット気流

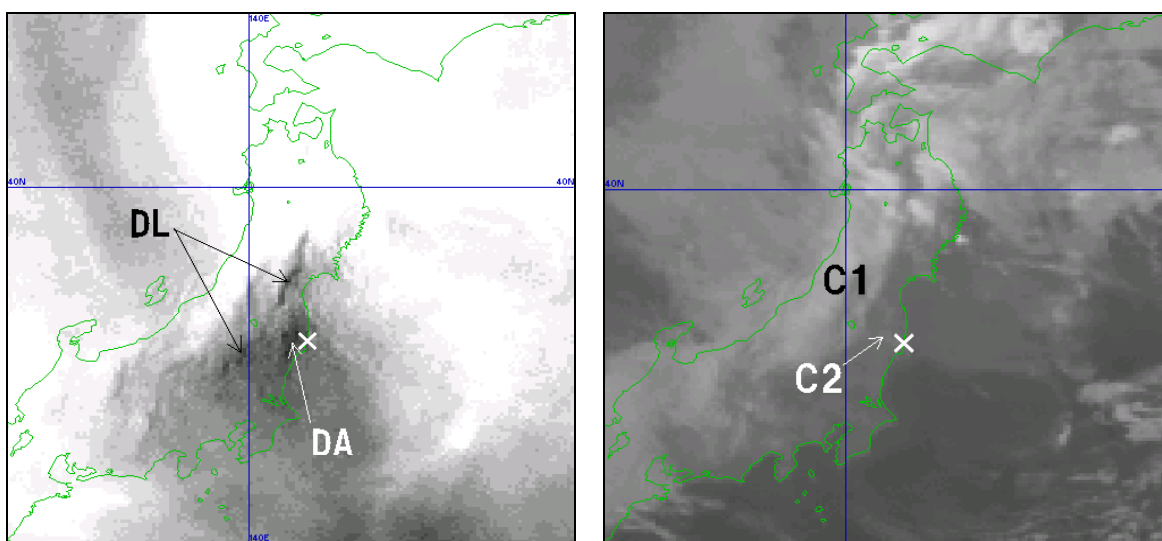


図3-1-34 図3-1-33 (左) を拡大し明暗を強調した画像 (左) と同時刻の雲を強調した赤外画像 (右)  
× : CAT域 DL、DA : 暗域 C1、C2 : 対流雲域

秋田上空はおおむね西寄りの風であり、ゾンデが東へ流されることを考えると、少なくとも高高度においては山脈上空または風下側の鉛直分布を示している可能性が高い。

CAT域(四角)は仙台上空の山岳波の近傍であり、山岳波と関連している可能性がある。

なお、このときの風速は山頂付近の高度で50ktジェット気流の高度で65ktであった。

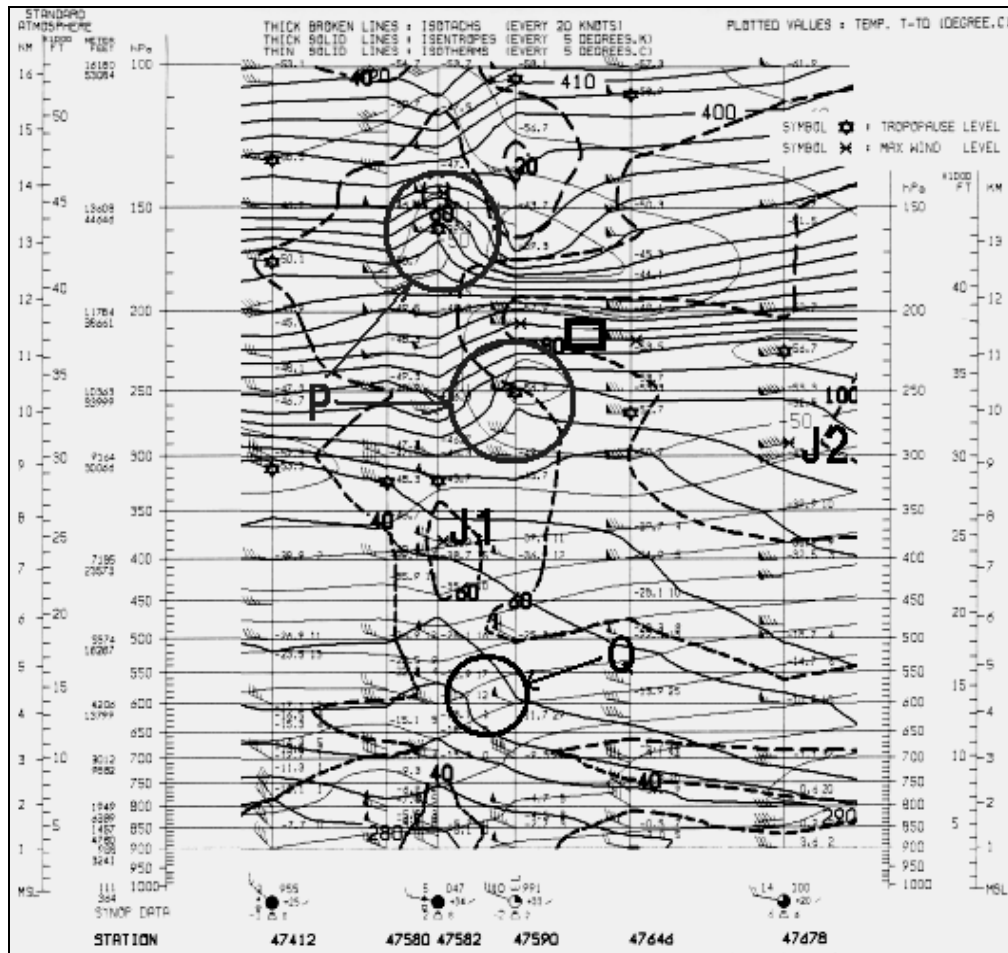


図3-1-35 2000年3月30日00UTCの東経140度に沿った鉛直断面図  
 J1、J2：ジェット気流 ○印P：等温位線が山型の領域  
 ○印Q：等温位線が急下降している領域 四角：CAT域

## 衛星風

衛星画像を動画にして観察すると、上層や下層の風に流されて雲パターンの変化する様子がよく分かる。実際この雲の動きを追跡して風のデータを得ることは、「ひまわり」をはじめとする気象衛星の重要な任務の一つで、世界中の気象衛星運用機関で「衛星風」が計算されている。気象衛星センターにおいても1978年のひまわり1号の運用とともに始まった最も古くからのプロダクトである。

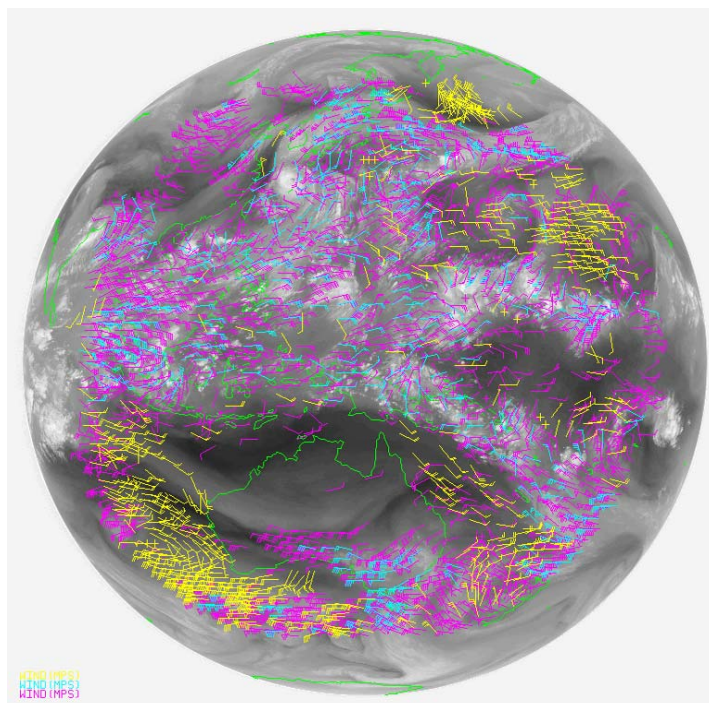
はじめの頃は映画のようなフィルムの投影画像で雲の動きを人が追いかけるやり方であったが、1987年からは計算機による自動追跡が主となっている。

「衛星風」は主に数値予報モデルの入力データとして用いられ、レーウィンゾンデ観測のまばらな海洋上の貴重なデータとなってきた。ひまわり5号からは雲解析情報図にも取り入れられ、予報官署や航空関係ユーザ等、人が見て利用する事のできるプロダクトとしても採用されている。

「衛星風」の発展は、ダウンバーストや藤田スケールなどメソスケール気象現象の研究で有名な藤田哲也氏に負うところが大きい (Menzel, 2001)。最初の衛星風は、アメリカで打ち上げられた気象衛星TIROS1号の画像を用いて同氏により計算された。静止衛星の画像が得られるようになった1967年以降も、同氏により、衛星風を利用した気象解析に関する研究の他、衛星風観測の精度評価や雲の追跡手法の開発など、現在の衛星風の基礎となる研究が行われている。地上観測、ゾンデ観測、飛行機観測及び地上からの写真撮影などを駆使して、雲追跡に適した雲のサイズ、最適な画像の撮影間隔、算出された衛星風が大気の運動を代表しているか、そうであればどのスケールの現象を表す風かなど、衛星風を算出・利用するために必要な多くの研究がなされている。

藤田哲也氏の「衛星風」がWorld Weather Watch (WWW) の衛星システム構築の重要な動機の一つであり、今日我々が安心して衛星風を利用できる基礎であることは間違いないことであろう。

(限部 良司)



水蒸気画像と衛星風

矢羽は赤外画像、可視画像及び水蒸気画像で求められた衛星風

### 3.1.6 衛星画像によるCAT発生の判別と事例

3.1.1~3.1.5項に示した雲パターンや水蒸気パターンが衛星画像で観測されたからといって、必ずしもCATが発生するとは限らない。これを補うものとして、Ellrod (1989) は衛星画像と高層実況を利用したCAT域を主観的に判別するための決定ツリーを提案した。

この手法は、まず高層天気図や衛星画像から上層の流れのパターンを3つに分け、それぞれのパターン毎に作成された決定ツリーに従って進むと、答え (CATの強度と信頼度) が得られるようになっている。この決定ツリーは米国で実際に使用されている (Ellrod *et al.*, 1994)。ただし、山岳地域では衛星画像で見られるパターンの特徴が不明瞭でもCATが発生する場合が多く、信頼度は低いとしている (Ellrod, 1989)。

ここでは、はじめにこの決定ツリーで使用される項目、すなわち画像上の特徴、雲域の移動速度及び等圧面上の水平収束と気温傾度について述べる。次に決定ツリーを示し、それを事例に適用した結果を示す。

#### (1) 決定ツリーで使用される項目

##### ① 画像上の特徴

3.1.1~3.1.5項で示したCATに関する画像上の指標のうち、決定ツリーで用いられる主なものを以下に示す。なお、( ) 内のタイプは図3-1-6のものである。

##### ・ 可視または赤外画像で確認できるもの

- (a) 雲境界が鮮明である。これはコンマ状の雲の「頭」 (タイプ1) や「尾」 (タイプ4)、ドライスロット (タイプ2) で適用される。
- (b) コンマ状の雲の「頭」が平らになりつつあるか、またはその極側縁のCiが急速に消散している (タイプ1)。
- (c) Ci域中に浪雲やトランスバースバンド、スキヤロップパターンのCiが見られる (タイプ5、6)。なお、浪雲は可視画像のみで検出できる。
- (d) 高気圧性曲率を持つCi域のスケールが $8\sim 9^\circ \text{lat}$ 以下である (タイプ6)。
- (e) 傾圧帯に発生したCi域の前面に高気圧性曲率をもつ明瞭な列状のトランスバースバンドが見られる (タイプ7、7a)。
- (f) 「デルタ型」の雲域にトランスバースバンド

が見られる (タイプ8)。

(g) 風下側に山岳波による定常的な、山脈から離れた地形性Ciが見られる。

##### ・ 水蒸気画像で確認できるもの

(h) 暗化している (タイプ1、2、3、4、8)。

(i) ジェット気流の合流が見られる。

(j) 山岳風下側に山岳波による定常的な狭い暗域が見られる。

#### ② 水平収束と気温傾度

Kao *et al.* (1966) は航空機観測の結果、ジェット気流付近では水平収束とCATとの間に高い相関があり、「強」のCATの80%以上が収束域で発生しており、収束が $100 \times 10^{-6} \text{sec}^{-2}$ を超えると急激に増加するとした。また、Ellrod (1985) はCATと高層実況を対応させ、「並」のCATは収束が $40 \times 10^{-6} \text{sec}^{-2}$ 以上のときに発生し、 $60 \times 10^{-6} \text{sec}^{-2}$ を超えると「強」のCATも発生しやすくなるとした。

等圧面上の気温傾度とCATとの関連は、多くの研究者によって指摘されている。Sorenson *et al.* (1975) は上層の風向に沿った気温傾度が $5^\circ \text{C}/120\text{nm}$ 以上のときCATが発生しやすいとしている。また、Bender *et al.* (1976) は水平収束が大きくてもCATが発生しないことがあり、それは気温傾度が小さいときであるとし、大きな気温傾度がCATの発生には重要だとしている。

Ellrod (1989) は、これらを統合したCATの強度と水平収束及び気温傾度を対応させた主観的な表3-1-2を提案した。ただし、この表は総観場で明瞭な上層トラフが解析できるとき有効であり、衛星画像の特徴との関連は明確でないとしている。

なお、表中のCATの強度「L-M」は「弱」から「並」、「M-S」は「並」から「強」、「MOGR」は「並」で局地的にはそれ以上の強度、「NSG」はCATなしを示しており、決定ツリーの中ではこれらの表現を使用する。

#### ③ 雲域の移動速度

Ellrod (1985) は雲域の速い移動は、水平収束や気温傾度を局所的に増加させるとし、CATを発生させる雲域は少なくとも $25\text{kt}$ 以上の速度で移動しているとしている。ただし、低気圧に伴うコンマ状の雲では、その「頭」の極側縁 (雲境界) がほとんど動かなくてもCATが発生することがある。この場合、上流側からの上層トラフや別の変形域の急速な接近がCATを発生させる重要なメカニズム

となり、それらとコマ状の雲との相対速度が重要であるとしている。

**(2) 決定ツリー**

この決定ツリーは、最初に注目する領域について、数時間後に予想される総観場の上層パターンを、衛星画像の動画機能を使った解析や高層実況図、予想図から図3-1-36のように

- Z (Zonal) : まっすぐ、またはわずかに湾曲した流れ
- M (Meridional) : 鋭く湾曲した流れ
- D (Deformation) : 双曲線的な流れ (変形域)

の3パターンに分類し、その後衛星画像で観測された特徴などについて順次答えていくものである。

それぞれの上層パターンにおける決定ツリーを図3-1-37~42に示す。次にこれらをいくつかの事例に適用する。

なお、次項の各事例で使用するRSMは、高層実況に比して格子間隔が小さいため、特に収束などの極値は大きく表現される可能性がある。前述したように、表3-1-2は高層実況を使用して作成されているため、RSMで計算された収束などの値をこの表に当てはめる際には注意が必要である。

表3-1-2 CATの強度と収束 (CONV) 及び気温傾度 (DELTA-T) の対応表 (Ellrod, 1985)

CONV (注1)	DELTA-T (注2)	CAT
Strong	Large	M-S
Strong	Small	MOGR
Moderate	Large	MOGR
Moderate	Small	L-M
Weak	Large	L-M
Weak	Small	NSG

(注1) Strong :  $60 \times 10^{-6} \text{sec}^{-2}$ 以上 (約50kt/4° lat以上の風速の減速に対応)  
 Moderate :  $40 \sim 60 \times 10^{-6} \text{sec}^{-2}$  (約35~50kt/4° latの風速の減速に対応)  
 Weak :  $40 \times 10^{-6} \text{sec}^{-2}$ 未満  
 (注2) Large :  $4^\circ\text{C}/3^\circ \text{ lat}$ 以上 Small :  $4^\circ\text{C}/3^\circ \text{ lat}$ 未満

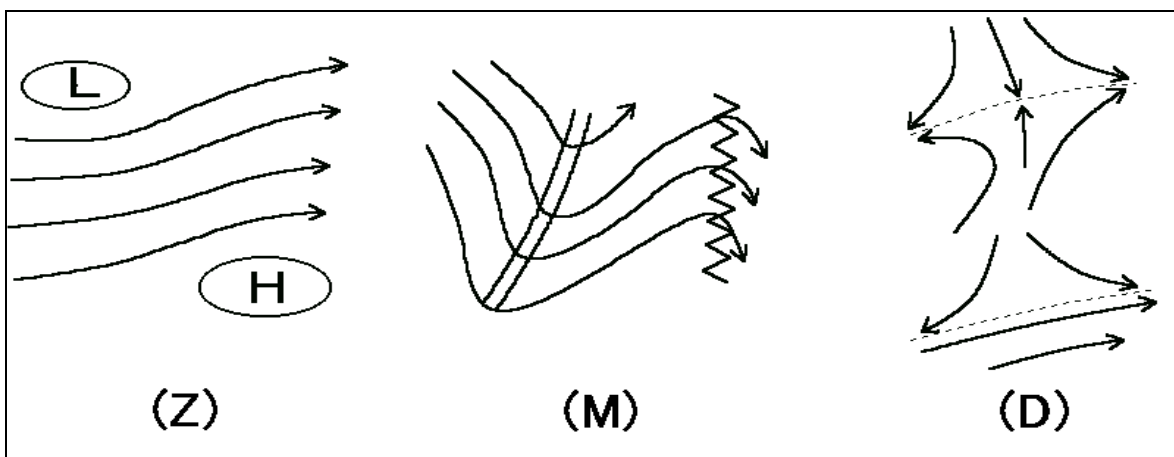


図3-1-36 上層パターンによる総観場の分類

- Z (Zonal) : まっすぐ、またはわずかに湾曲した流れ
- M (Meridional) : 鋭く湾曲した流れ
- D (Deformation) : 双曲線的な流れ (変形域)
- 矢印 : Z、Mでは流線、Dでは系に相対的な流線
- 二重線 : 上層トラフ
- ギザギザ線 : 上層リッジ
- 破線 : 伸長軸
- L : 低気圧
- H : 高気圧

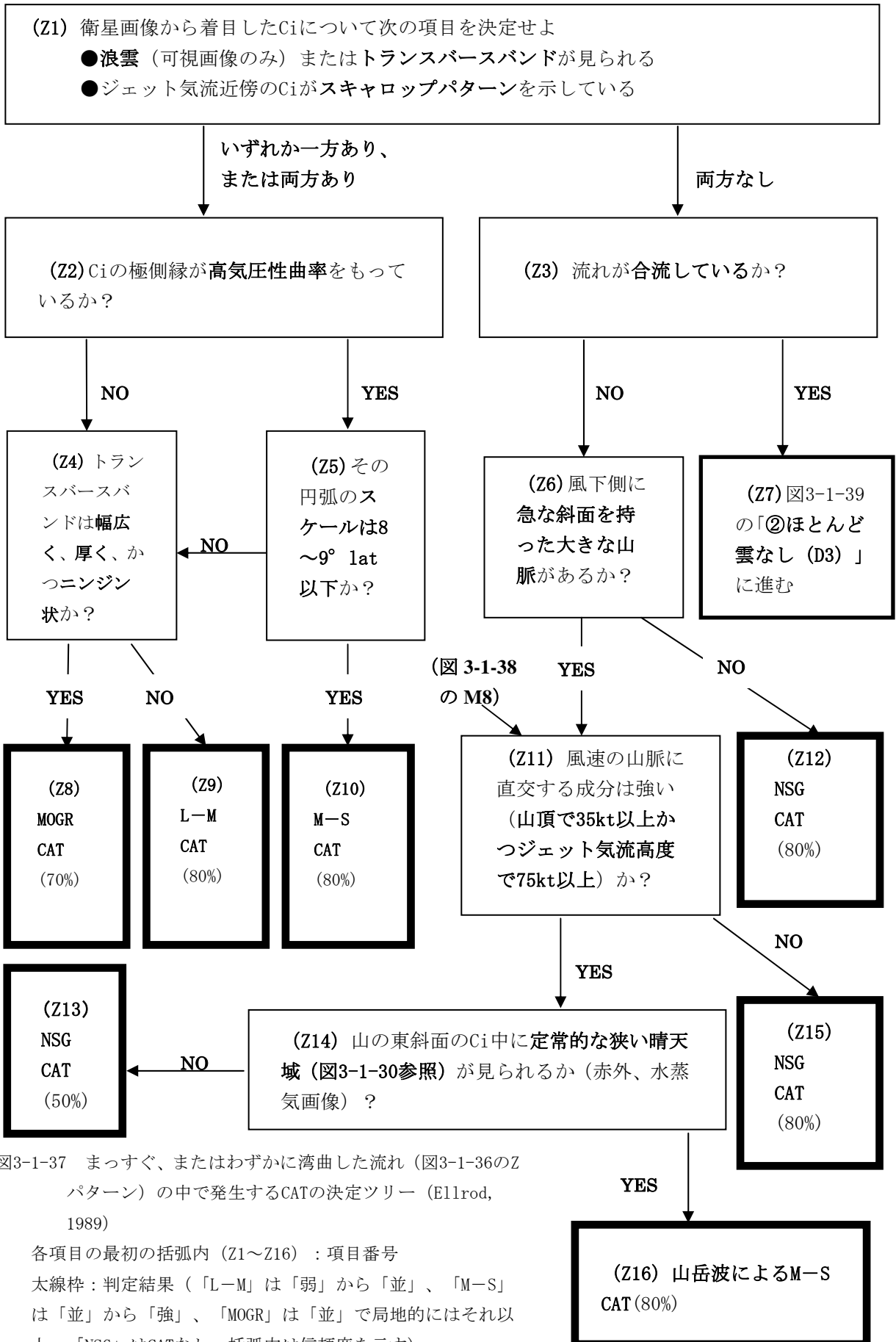


図3-1-37 まっすぐ、またはわずかに湾曲した流れ（図3-1-36のZパターン）の中で発生するCATの決定ツリー（Ellrod, 1989）

各項目の最初の括弧内（Z1~Z16）：項目番号  
 太線枠：判定結果（「L-M」は「弱」から「並」、「M-S」は「並」から「強」、「MOGR」は「並」で局地的にはそれ以上、「NSG」はCATなし、括弧内は信頼度を示す）

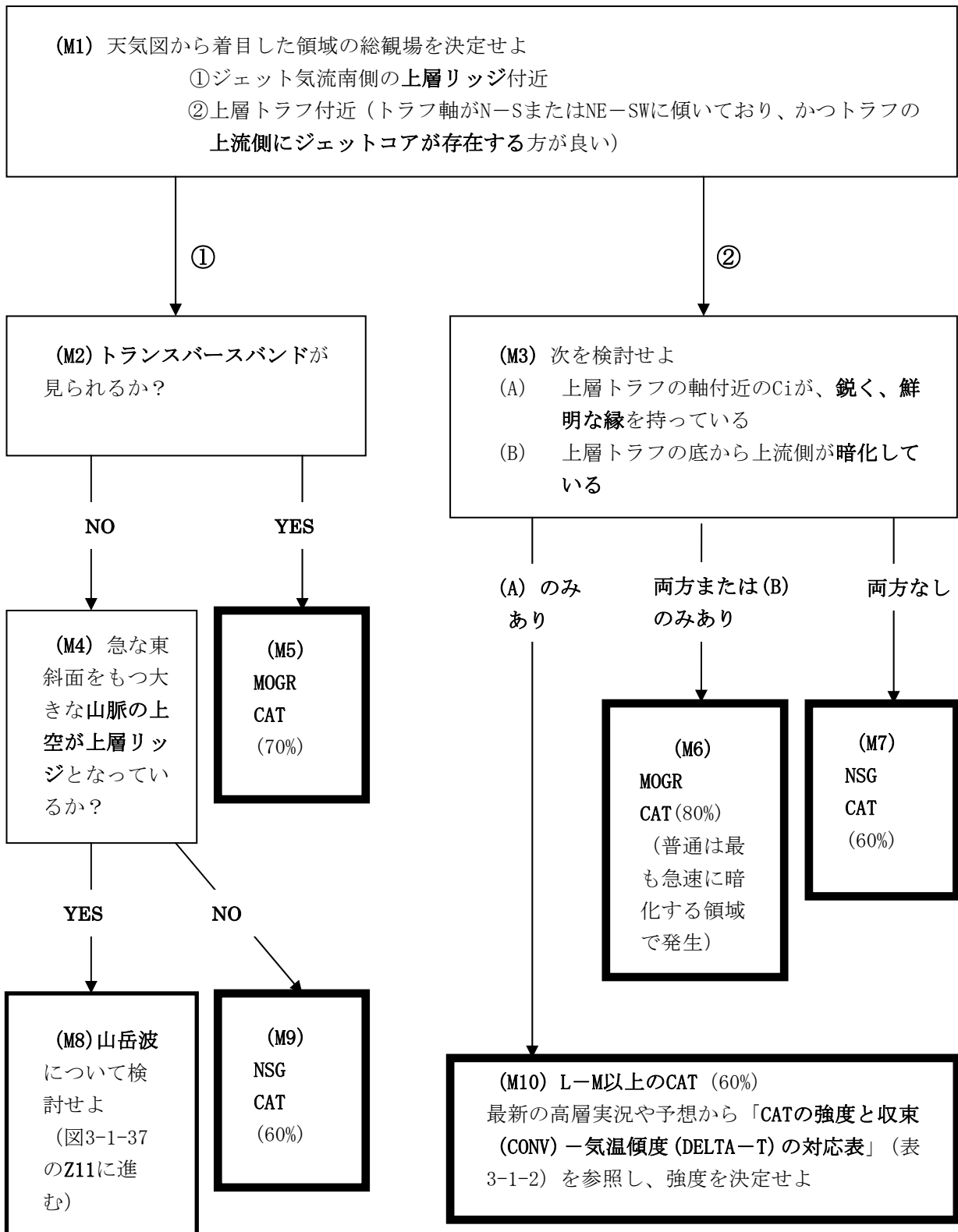


図3-1-38 鋭く湾曲した流れ(図3-1-36のMパターン)の中で発生するCATの決定ツリー (Ellrod, 1989)  
 各項目の最初の括弧内(M1~M10) : 項目番号  
 太線枠 : 判定結果(「L-M」は「弱」から「並」、「M-S」は「並」から「強」、「MOGR」は「並」で局地的にはそれ以上、「NSG」はCATなし、括弧内は信頼度を示す)



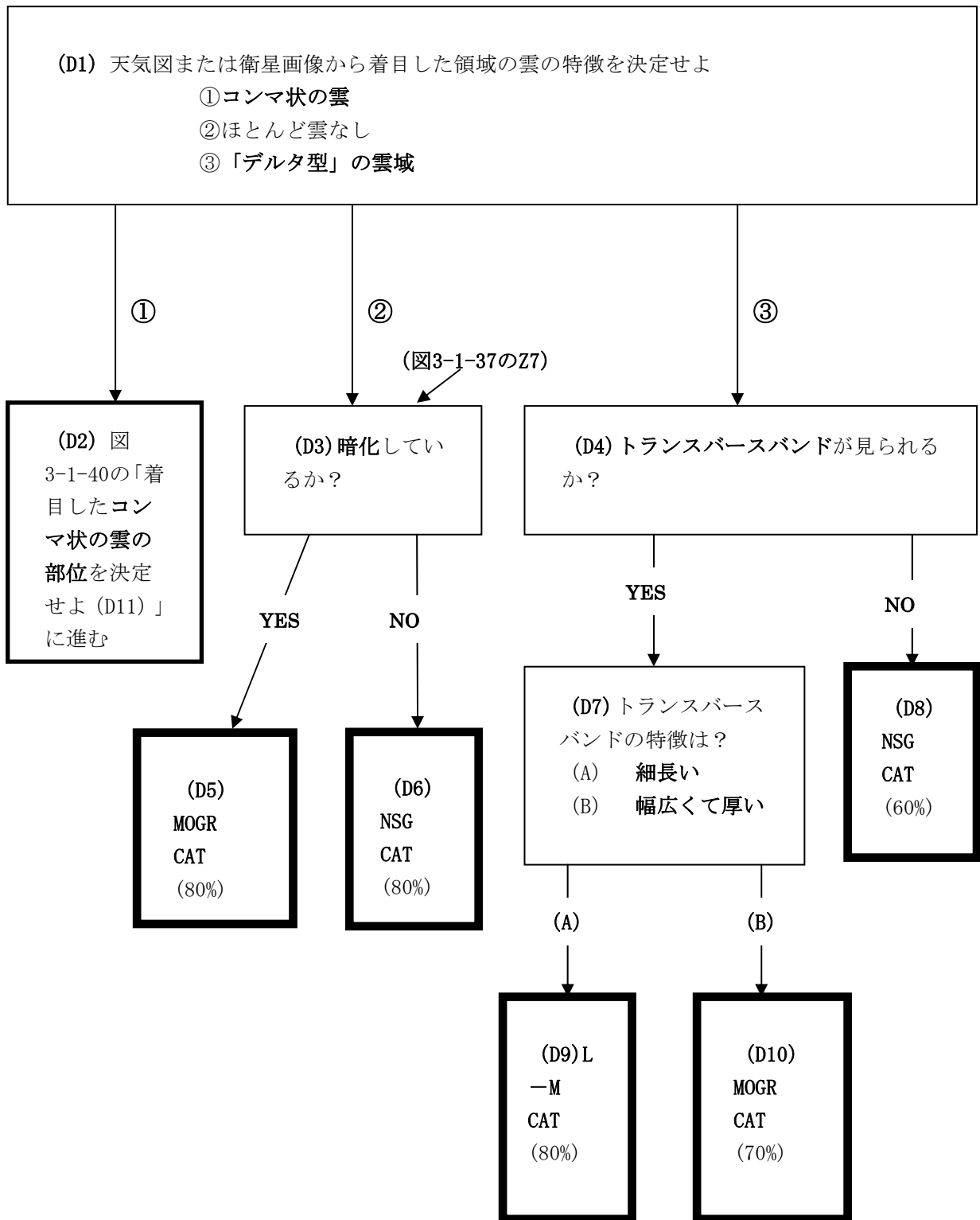


図3-1-39 双曲線的な流れ (図3-1-36のDパターン) の中で発生するCATの決定ツリー (Ellrod, 1989)  
 各項目の最初の括弧内 (D1~D10) : 項目番号  
 太線枠 : 判定結果 (「L-M」は「弱」から「並」、 「M-S」は「並」から「強」、 「MOGR」は「並」で局地的にはそれ以上、 「NSG」はCATなし、括弧内は信頼度を示す)

(D2) から

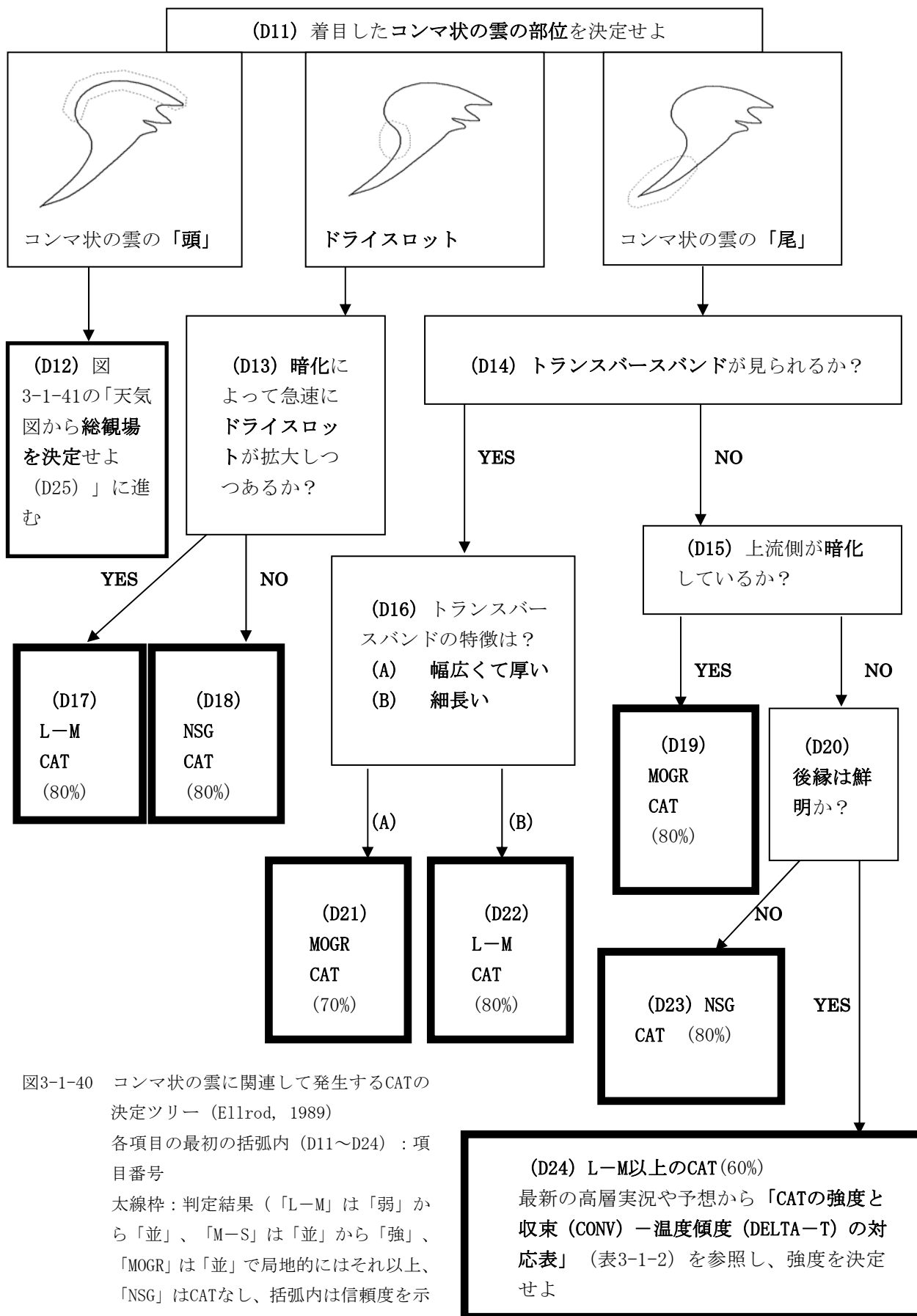


図3-1-40 コンマ状の雲に関連して発生するCATの決定ツリー (Ellrod, 1989)

各項目の最初の括弧内 (D11~D24) : 項目番号

太線枠: 判定結果 (「L-M」は「弱」から「並」、「M-S」は「並」から「強」、「MOGR」は「並」で局地的にはそれ以上、「NSG」はCATなし、括弧内は信頼度を示す)

(D12) から

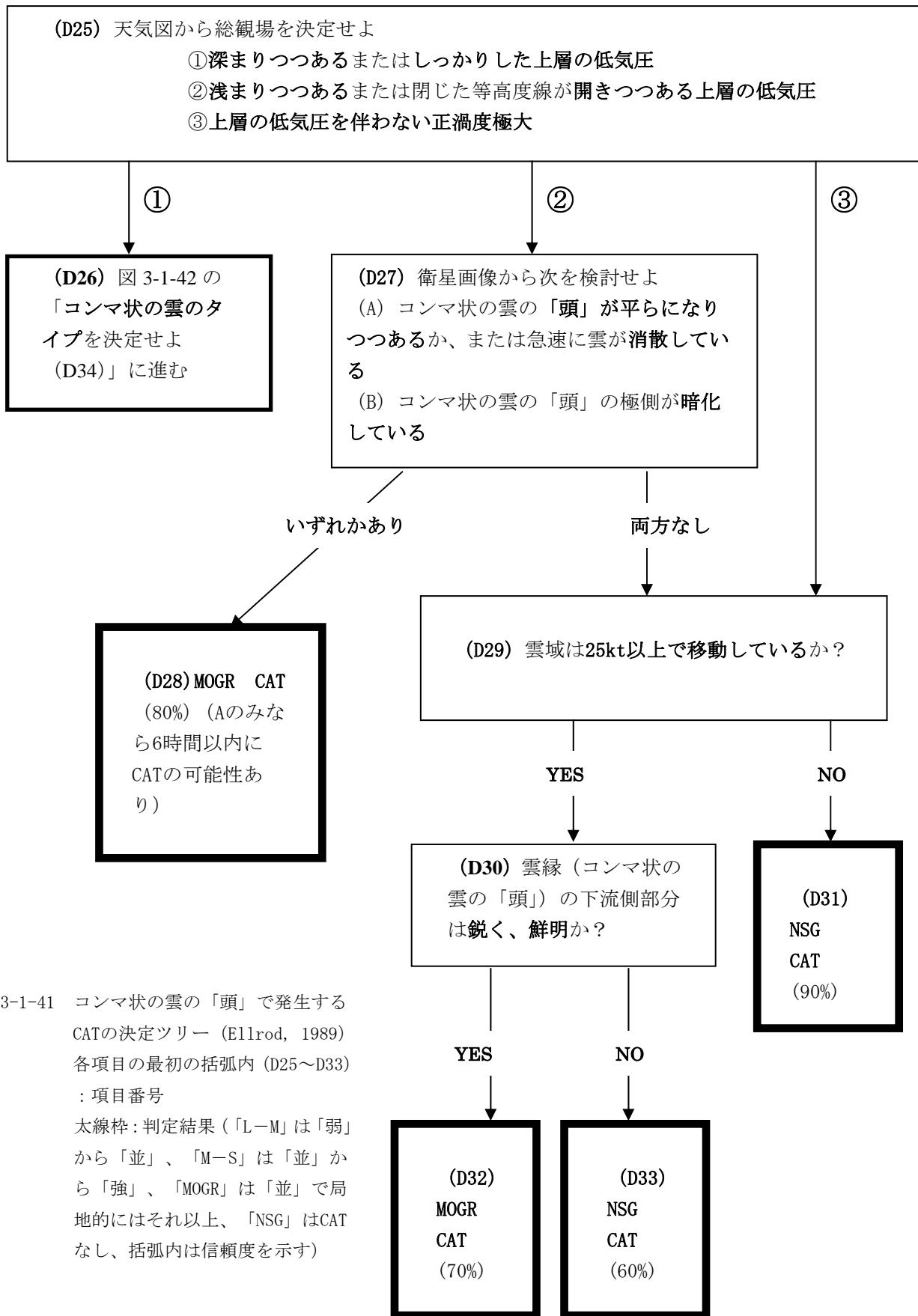
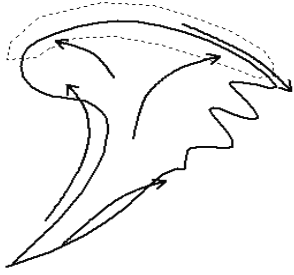


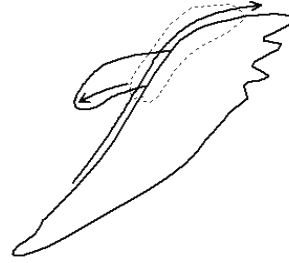
図3-1-41 コンマ状の雲の「頭」で発生するCATの決定ツリー (Ellrod, 1989)  
各項目の最初の括弧内 (D25~D33)  
: 項目番号  
太線枠: 判定結果 (「L-M」は「弱」から「並」、「M-S」は「並」から「強」、「MOGR」は「並」で局地的にはそれ以上、「NSG」はCATなし、括弧内は信頼度を示す)

(D26) から

(D34) コンマ状の雲のタイプを決定せよ



フルコンマ型 (点線内: CAT域、矢印: 流線)



シヤー型 (点線内: CAT域、矢印: 流線)

- (D35) 衛星画像から次を検討せよ
- (A) 雲縁が時間とともに**明瞭、鋭く**なっている
  - (B) 雲縁付近に**トランスバースバンド**または**浪雲**がある
  - (C) 晴天域に向かって**速く (25kt以上)**移動している

一つ以上あり

一つもなし

(D37) MOGR CAT  
(二つ以上該当は  
90%、その他は  
70%)

(D38)  
NSG  
CAT  
(80%)

- (D36) 流れが交差する付近から下流側の上層リッジのすぐ東側まで (上図の点線内) でMOGR CATの可能性あり  
次に示す指標のいずれかが参考となる
- (A) ジェット気流近傍に**トランスバースバンド**または**浪雲**がある (80%)
  - (B) ジェット気流対応の雲縁の極側が**暗化**している (80%)
  - (C) Ciストリークが**鋭い高気圧性曲率**をもっている (80%)

図3-1-42 タイプ別(フルコンマ、シヤー型)のコンマ状の雲の「頭」で発生するCATの決定ツリー (Ellrod, 1989)  
各項目の最初の括弧内 (D34~D38) : 項目番号  
太線枠: 判定結果 (「L-M」は「弱」から「並」、 「M-S」は「並」から「強」、 「MOGR」は「並」で局地的にはそれ以上、 「NSG」はCATなし、括弧内は信頼度を示す)

### (3) 決定ツリーの事例への適用

ここでは前項で示した決定ツリーを4事例に適用した結果を示す。

なお、各事例の総観場の説明の中で、300hPa天気図上に示したジェット気流は「300hPaのジェット気流」（P14のコラム参照）である。

また、画像上のCAT記号は「弱」～「並」を $\wedge$ ～ $\wedge$ 、「並」を $\wedge$ 、「並」～「強」を $\wedge$ ～ $\wedge$ 、「強」を $\wedge$ で示し、撮像時刻（正時の約20分前）から±30分以内の報告のみを表示した。併せてその右上に高度（FL）、右下に時刻（UTC）を表示した。

#### 事例1 急速に明瞭化したトランスバースバンド付近で多発したCAT

##### ① 概要

1998年12月7～8日にかけて、日本付近でジェット気流が合流するにつれ、日本の南にあったCi域が北上しながら急速に雲域を拡大し、西日本から東日本を覆った。このとき雲域中にトランスバースバンドが現れ、その近傍で多数のCATが報告された。

##### ② 総観場

7日00UTCの300hPa天気図（図3-1-43左）では、3本のジェット気流J1、J2、J3と深い上層トラフTが解析できる。Tは深まりながら東進し、次第にJ1とJ2が合流した。

8日00UTCの300hPa天気図（図3-1-43右）では、Tが日本海北部まで進み、日本付近はJ1とJ2の合流場となっている。このうち西日本は風速の加速場

であり、またJ1の非地衡風成分が大きくなっている。

##### ③ 画像上の特徴

図3-1-44は上から7日00UTC、12UTC、8日02UTCの水蒸気画像（左）と赤外画像（右）である。

##### (a) 水蒸気画像

- ・ 日本の南のJ1対応のバウンダリーB1が、次第に高気圧性曲率を増しながら北上、明瞭化している。
- ・ 極側に暗化域を持つJ2対応のバウンダリーB2が、7日12UTCには日本海から西日本に南下している。B2は8日02UTCにかけてB1と併合し不明瞭化している。

##### (b) 赤外画像

- ・ Ci主体の雲域Cが拡大しながら北上し、次第に西日本から東日本を覆っている。7日12UTC以降はC中にトランスバースバンドが見られる。

##### ④ CATの状況とCAT域の着目点

7日に日本の南で12件、8日に九州・四国から本州南岸で「強」1件を含む19件のCATが報告された。以下、CAT域の着目点を述べる。

（総観場）ジェット気流J1とジェット気流J2が合流し、風速の加速場を形成する。J1の非地衡風成分が大きい。

（水蒸気画像）極側に暗化域を持つバウンダリーB2が、バウンダリーB1と併合する。

（赤外画像）雲域C中にトランスバースバンドが見られる。

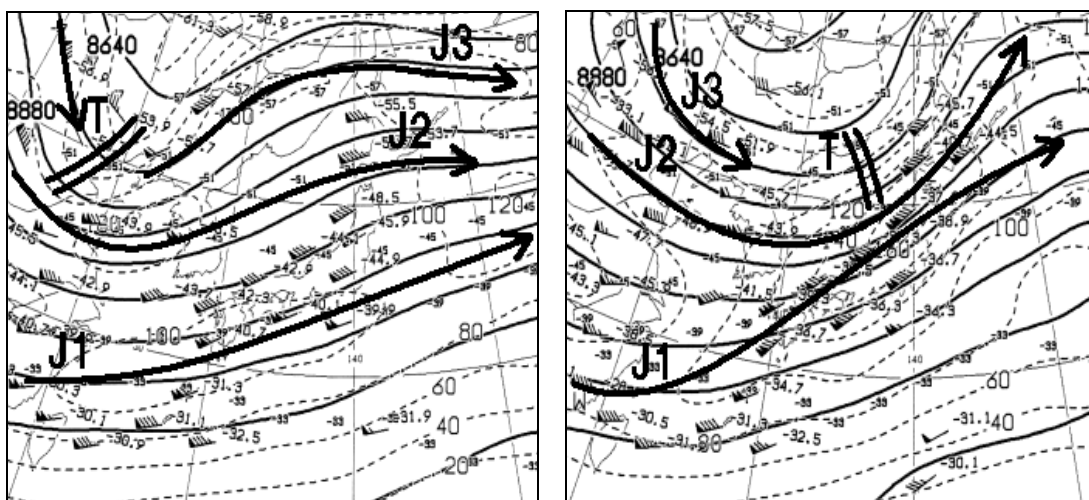


図3-1-43 1998年12月7日00UTC（左）と同8日00UTC（右）の300hPa天気図

矢印J1、J2、J3：ジェット気流

二重線T：上層トラフ

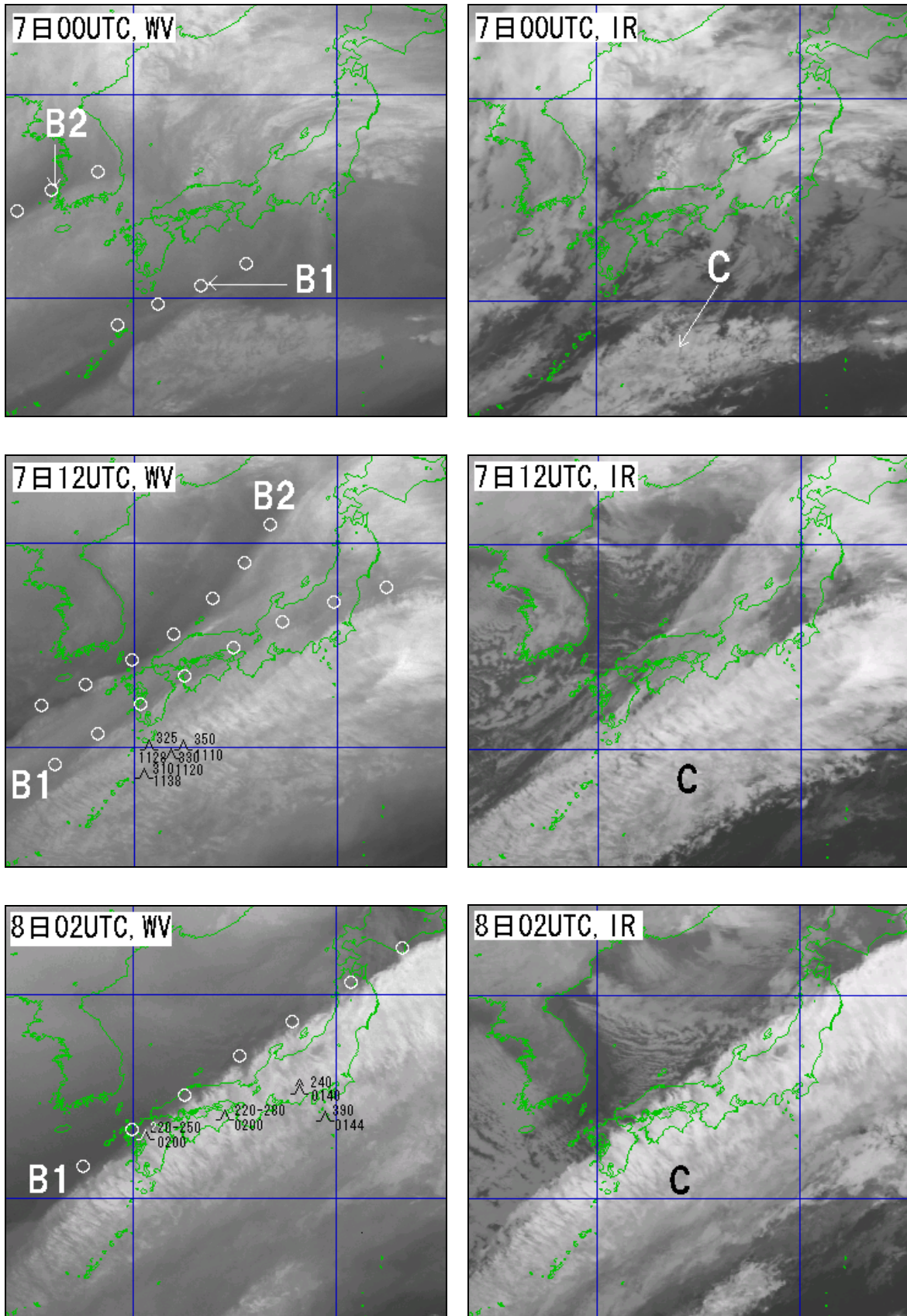


図3-1-44 水蒸気画像（左）と赤外画像（右）（上から1998年12月7日00UTC、7日12UTC、8日02UTC）  
 ○印B1、B2：バウンダリー C：Ci主体の雲域 CAT記号は水蒸気画像のみに表示した。

(Ellrodの分類：図3-1-6) タイプ5「トランスバースバンド」に対応する。

(上層パターン：図3-1-36) まっすぐ、またはわずかに湾曲した流れ (Zパターン) とする。

なお、図3-1-44 (左中、左下) で見られるB1は、図3-1-18のタイプ I-Hに対応する。

### ⑤ 決定ツリーによる判定

#### 【7日00UTC (図3-1-44上)】

日本の南の雲域Cに着目する。CはCiバルジとなっている。C中には浪雲やトランスバースバンド、スキャロップパターンは見られない。また、水蒸気画像ではジェット気流の合流は見られない。決定ツリーは図3-1-37を適用し、項目番号Z1から開始すると

Z1「Ci中には浪雲やトランスバースバンドは見られず、またCiの極側縁はスキャロップパターンを示していない」→Z3「流れは合流していない」→Z6「風下側に急な斜面を持った大きな山脈はない」→Z12「NSG CAT (80%)」

となる。

この領域からのCATの報告はなかった。

総観場 (図3-1-43左) でも、ジェット気流の合流は見られず、また風速の加速・減速の程度も小さくCATは考えにくい。

#### 【7日12UTC (図3-1-44中)】

雲域を拡大している日本の南のCに着目する。C中にはトランスバースバンドが現れている。Cの雲

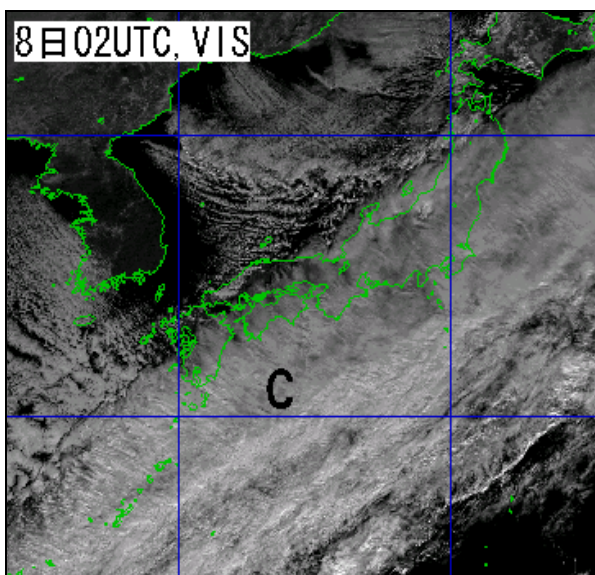


図3-1-45 1998年12月8日02UTCの可視画像

C: Ci主体の雲域

頂高度 (TBBを高層実況から換算した高度) は九州の南でFL320~370である。決定ツリーは図3-1-37を適用し、項目番号Z1から開始すると

Z1「トランスバースバンドが見られる」→Z2「Ciの極側縁が高気圧性曲率を持っている」→Z5「その円弧のスケールが8~9° lat以上である」→Z4「トランスバースバンドは幅広く、厚く、かつエンジン状である」→Z8「MOGR CAT (70%)」

となる。

CATの報告は、トランスバースバンドが明瞭化し始めた7日08UTC頃から入り始め、夜半にかけて12件に達した。高度はFL310~350で雲頂高度にほぼ一致する。総観場で述べたようにJ1とJ2が合流し始めていることからCATは発生しやすくなったと推測できる。

#### 【8日02UTC (図3-1-44下)】

さらに雲域を極側に拡大し、トランスバースバンドの厚みが増した本州南岸のCに着目する。このトランスバースバンドは形状と雲頂高度からCbのようにも見えるが、同時刻の可視画像 (図3-1-45) では日本付近が透けており、また、個々の雲の移動速度が速いことからCiと判断される。

なお、トランスバースバンドはこの頃をピークに次第に不明瞭化し、15UTCにはほぼ消散した。

7日12UTCと同様、決定ツリーは図3-1-37を適用し、項目番号Z1から開始するとZ8「MOGR CAT (70%)」となる。

09UTC以降はトランスバースバンドが不明瞭化し、Z9「L-M CAT (80%)」となる。

CATは12UTCにかけて、FL330~390で12件、FL200~280で「強」1件を含む7件のCATが報告された。総観場 (図3-1-43右) でも述べたように西日本から東日本はJ1とJ2の合流場が持続しており、CATが発生しやすい状況である。

図3-1-46は8日00UTCの東経140度に沿った鉛直断面図である。00UTC前後には東経140度付近で2件 (FL390とFL240) のCATが報告された)。図に陰影部で示した雲域Cは、RSMを利用してTBBから求めた雲頂高度と、エマグラムの湿数から推定した雲底高度により決定した。FL390のCATはC上方の圏界面付近 (a) で発生している。FL240のCATはCの中 (b) で発生しており、雲中乱気流の可能性もある。

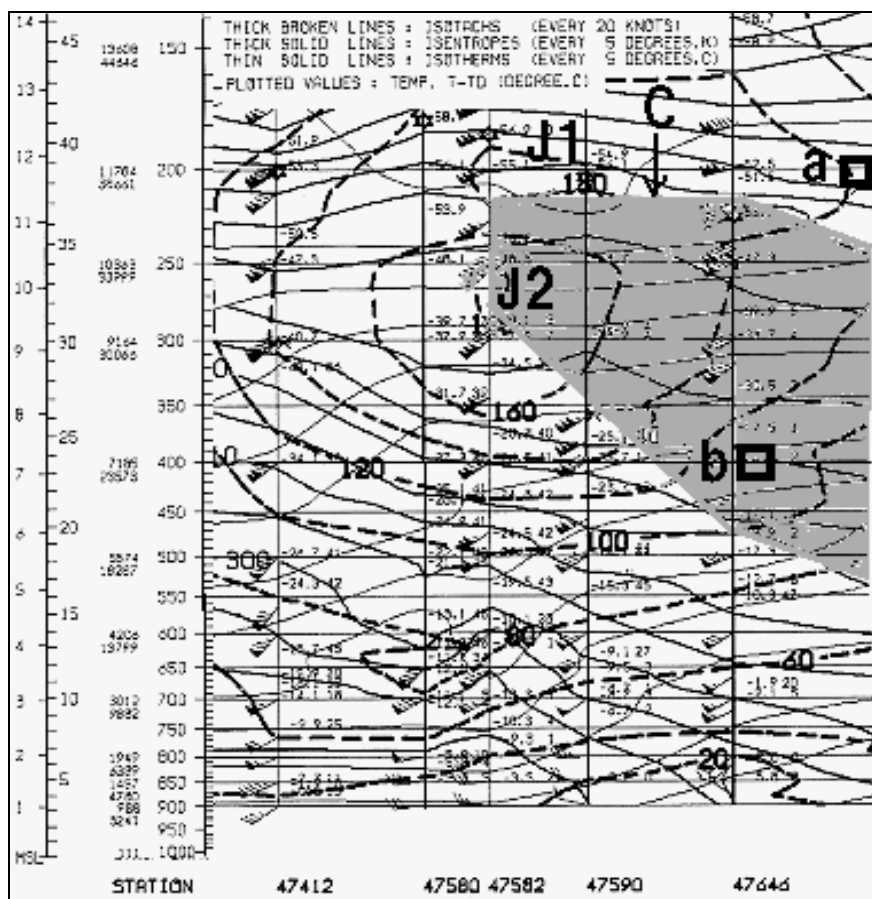


図3-1-46 1998年12月8日00UTCの東経140度に沿った鉛直断面図

破線：等風速線 (kt)      太実線：等温位線 (K)      細実線：等温線 (°C)  
 J1、J2：ジェット気流      陰影部：TBBとエマグラムから決定した雲域C  
 四角a、b：CAT域

## 事例2 深い上層トラフ周辺でのCAT

### ① 概要

2000年3月29日、深い上層トラフが本州付近を通過した。これにより、日本の南と中部地方で「並」～「強」以上2件を含む9件のCATが報告された。

### ② 総観場

29日00UTCの300hPa天気図（図3-1-47左）では、2本のジェット気流J1、J2と深い上層トラフT2が解析できる。T2が12UTC（図3-1-47右）にかけて深まりながら日本の南に進むとともに、次第にJ1とJ2が合流した。J1は非地衡風成分を増している。

また、12UTC（図3-1-47右）には、風向のシャワーから上層トラフT3が解析できる。

### ③ 画像上の特徴

図3-1-48は上から29日00UTC、06UTC、11UTCの水蒸気画像（左）と赤外画像（右）である。

### (a) 水蒸気画像

- 日本付近にはジェット気流J1対応のバウンダリーB1と、ジェット気流J2対応のバウンダリーB2が見られる。00～06UTCにかけてB2がB1に併合されるとともに、B1の極側が暗化し始め、この暗化は11UTCにかけて続いている。
- 上層トラフT2（500hPaで正渦度極大：図略）対応の上層渦V2が、00～06UTCにかけて対馬海峡から日本の南に進んでいる。同時にその南西側の暗域DAが、東シナ海北部から日本の南に達している。V2は06UTC頃に最も明瞭化し、また、DAは06UTC前後まで暗化しており、この頃がT2の深まりのピークであったことを示唆している。
- 00UTCには、日本海中部に寒冷低気圧対応の上層渦V3が見られ、その西側には明域BAが広がっている。BAは、V3の直下で発達したじょう乱に



伴う上昇流により形成された湿り域を示している。BAはV3を回るように南下し、11UTCには中部地方から近畿地方に達している。

(b) 赤外画像

- 00UTCには、沖縄の南にトランスバースラインEが見られ、11UTCにかけて厚みを増しながら日本の南まで伸びている。
- 九州の南から四国沖にかけては、寒気に伴う対流雲域Aが見られるものの発達はしておらず、上層は晴天域である。
- 11UTCに、上層トラフT3が本州中部の山岳部を通過する際、その上空でスケールの小さい濃密な列状のCi域Cが発生している。
- V3直下の下層渦Lはゆっくり東進し、11UTCにはその南側のCgを含む対流雲域が東北地方の日本海側から佐渡付近にかかる。また、後面の日本海には寒気に伴う対流雲域が見られる。

④ CATの状況とCAT域の着目点

図3-1-49は3月29日のCATの状況(左)とCAT域の模式図(右)である。CAT域は雲パターン及び水蒸気パターンから三つの領域Ⅰ、Ⅱ及びⅢに分類される。以下、各領域の着目点を述べる。なお、(a)は総観場、(b)は水蒸気画像、(c)は赤外画像、(d)はEllrodの分類(図3-1-6)、(e)は上層パターン(図3-1-36)を示す。

領域Ⅰ

09UTC頃に1件のCATが報告された。

- (a) ジェット気流J1とジェット気流J2が合流し、風速の加速場を形成する。J1の非地衡風成分

が大きい。

- (b) バウンダリーB1の極側が暗化している。
- (c) トランスバースラインEが見られる。
- (d) タイプ5「トランスバースバンド」に対応する。
- (e) まっすぐ、またはわずかに湾曲した流れ(Zパターン)とする。

領域Ⅱ

01~08UTCにかけて5件のCATが報告された。

- (a) 深まりつつある上層トラフT2の底から後面である。
- (b) T2対応の上層渦V2が見られ、その南西側の暗域DAが暗化している。
- (c) 寒気に伴う対流雲域Aが見られる。
- (d) タイプ3「渦度極大域の南縁」に対応する。
- (e) 鋭く湾曲した流れ(Mパターン)とする。

領域Ⅲ

09~14UTCにかけて「並」~「強」以上2件を含む3件のCATが報告された。

- (a) 上層トラフT3付近である。
- (b) 上層渦V3が見られる。
- (c) 本州中部の山岳部上空に濃密な列状のCi域Cが見られる。
- (d) タイプ3「渦度極大域の南縁」に対応する(新潟付近のCATのみ)。
- (e) 鋭く湾曲した流れ(Mパターン)とする。

なお、図3-1-48(左中、左下)で見られるB1は、図3-1-18のタイプI-Lに対応しており、領域Ⅰ、Ⅱに関連している。

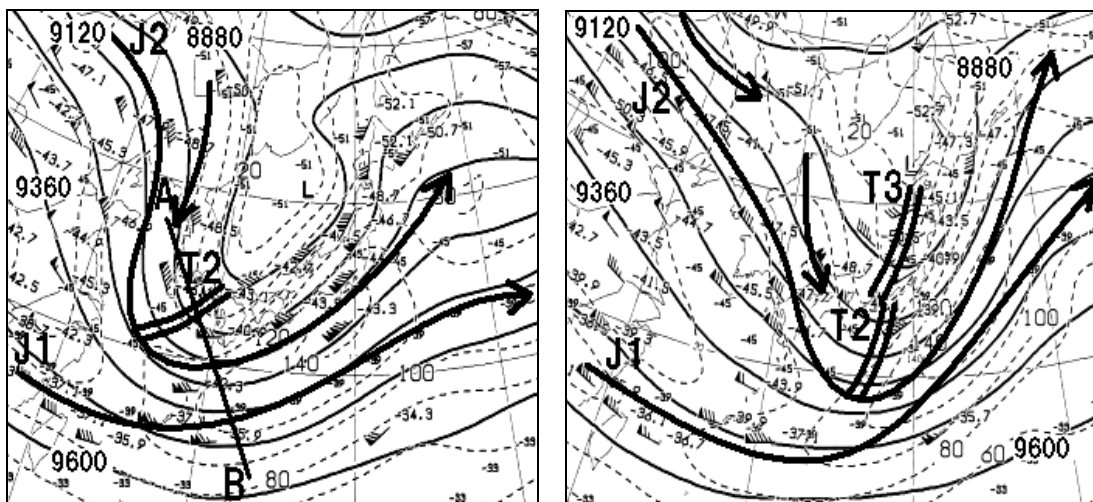


図3-1-47 2000年3月29日の300hPa天気図(左:00UTC 右:12UTC)

矢印J1、J2: ジェット気流 二重線T2、T3: 上層トラフ

A-B: 図3-1-50の断面位置

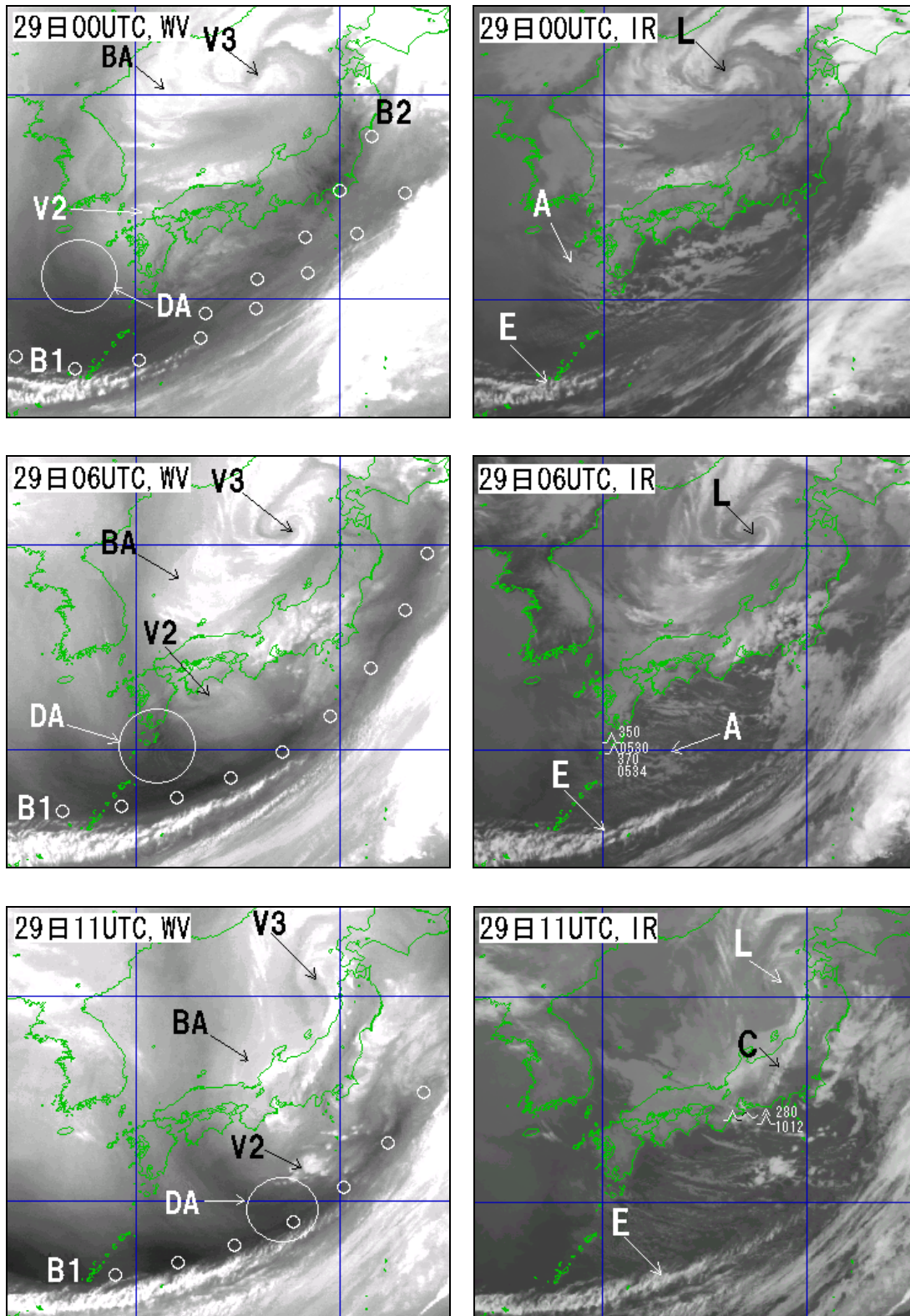


図3-1-48 水蒸気画像（左）と赤外画像（右）（上から2000年3月29日00UTC、06UTC、11UTC）  
 ○印B1、B2：バウンダリー V2、V3：上層渦 DA：暗域 BA：明域  
 L：V3直下の下層渦 C：Ci域 E：トランスバースライン  
 A：寒気に伴う対流雲域 CAT記号は赤外画像にのみ表示した。

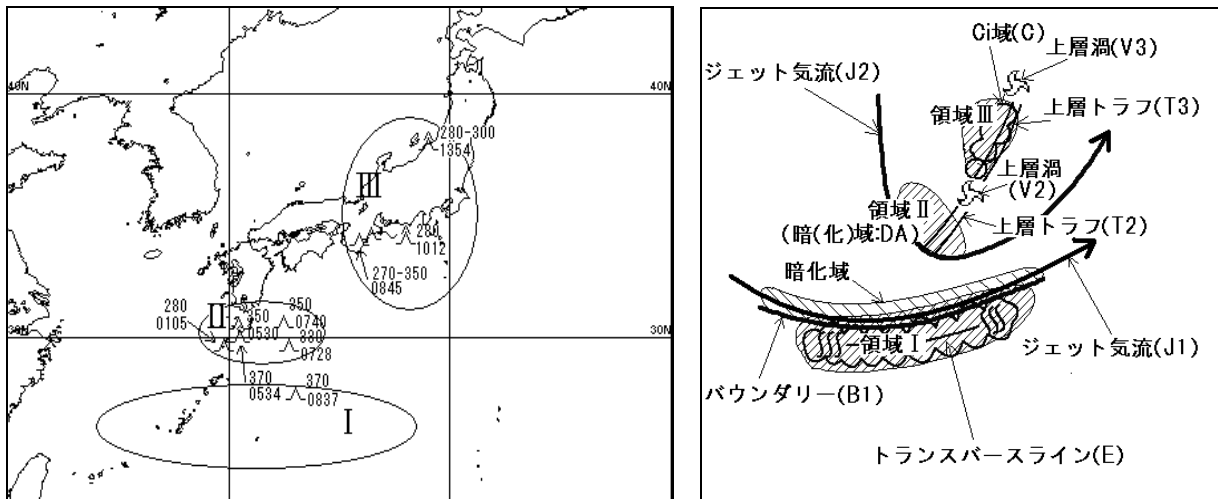


図3-1-49 2000年3月29日のCATの状況（左）とCAT域の模式図（右）

雲パターン及び水蒸気パターンからCAT域を3領域Ⅰ、Ⅱ、Ⅲに分類した。  
CAT印の右上は高度（FL）、右下は時刻（UTC）を示す。

### ⑤ 決定ツリーによる判定

#### 【29日00UTC（図3-1-48上）】

##### 領域Ⅰ

トランスバースラインEに着目する。決定ツリーは図3-1-37を適用し、項目番号Z1から開始するとZ1「トランスバースバンドが見られる」→Z2「Ci極側縁が高気圧性曲率を持っていない」→Z4「トランスバースバンドは幅が広く、厚く、ニンジン状である」→Z8「MOGR CAT (70%)」となる。

CATは報告されなかったが、総観場（図3-1-47左）では上層トラフT2の深まりとともにその前面でジェット気流J1とジェット気流J2が合流し始めており、今後CATの可能性が大きくなると考えられる。

##### 領域Ⅱ

T2付近にはCiが見られないので、暗域DAに着目する。DAは暗化している。決定ツリーは図3-1-38を適用し、項目番号M1から開始すると

M1「上層トラフ付近（トラフ軸がNE-SWに傾いている）である」→M3「上層トラフの底から上流側が暗化している」→M6「MOGR CAT (80%)」

となる。

CATは0105UTCに九州の南海上のFL280で1件報告された。総観場（図3-1-47左）でもT2は深まりつつあり、CATの発生しやすい状況である。

#### 【29日06UTC（図3-1-48中）】

##### 領域Ⅰ

やや厚みを増しながら東へ伸びつつあるEに着目する。決定ツリーでは引き続きZ8「MOGR CAT (70%)」となる。CATは0837UTCに沖縄東海上のE近傍のFL370で1件報告された。

##### 領域Ⅱ

引き続き暗化しているDAに着目する。決定ツリーは図3-1-38を適用し、項目番号M1から開始すると00UTCに引き続きM6「MOGR CAT (80%)」となる。CATは05～08UTCにかけて、九州の南海上から日本の南のFL330～370で4件報告された。

図3-1-50は29日06UTCのRSM鉛直断面図である。領域ⅠのCAT域(b)はJ1上方の圏界面付近であり、またEの雲頂の上方でもある。領域ⅡのCAT域(a)はJ2上方の圏界面付近である。

#### 【29日11UTC（図3-1-48下）】

##### 領域Ⅰ

引き続き明瞭なEが存在しており、決定ツリーではZ8「MOGR CAT (70%)」となる。CATは前述した0837UTCの1件のみであった。トランスバースラインはCATの指標として良く知られており、航空機がこの雲域の高度を避けた可能性もある。

##### 領域Ⅱ

DAの暗化は終了している。図3-1-38の決定ツリーを適用するとM7「NSG CAT (60%)」となる。

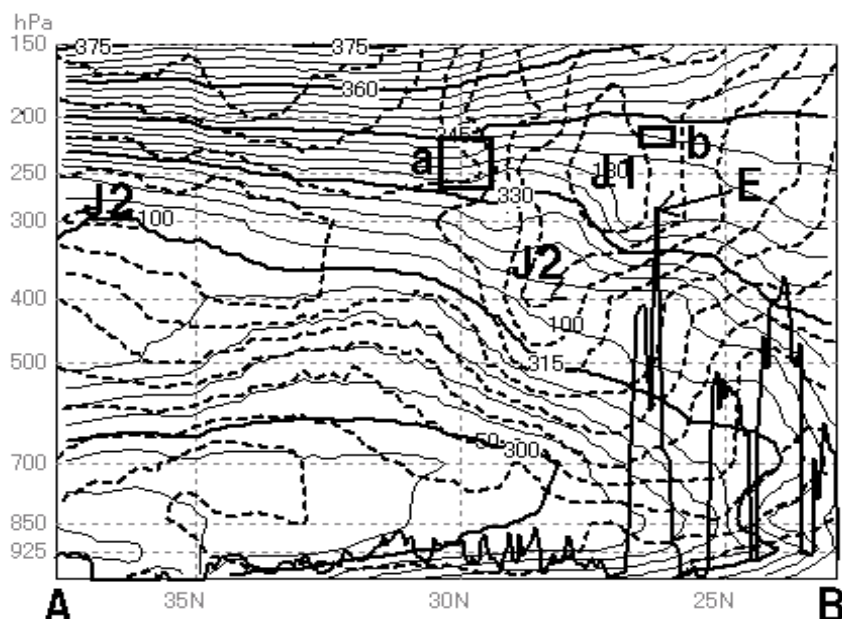


図3-1-50 3月29日06UTCのRSM鉛直断面図（図3-1-48左のA-Bに沿った断面）

細実線（5本毎に太実線）：相当温位（3K毎） 破線：等風速線（kt）

太実線：TBB（hPa） J1、J2：ジェット気流 E：トランスバースライン対応のTBB極大  
四角a、b：CAT域

実況ではCATは報告されなかった。総観場（図3-1-47右）でもT2の深まりは終わり、CATのポテンシャルは小さくなっているといえる。

### 領域Ⅲ

T3付近には明瞭なCi域や暗化域が見られず、図3-1-38の決定ツリーを適用すると「NSG CAT（60%）」となる。しかし、T3通過の際、紀伊半島付近のFL270～350で「並」～「強」を含む2件、新潟付近のFL280～300で「強」1件のCATの報告があった。

ところで、11UTCに本州付近で興味深い雲が発生している。図3-1-48（右下）では、本州中部の山岳部上空でBAの先端部に沿ってCbと同じような外観を持つ列状の雲Cが見られる。この雲はレーダーではエコーが観測されないこと、また速度が速いことから濃密なCiと考えられる。Cは山岳部の東側に出て強まっており、山岳が影響している可能性がある。また、Cとは少し離れた紀伊半島上空でも同様なCi（Cに含める）が見られる。RSMを参考にするとCの雲頂高度は約FL250と推定され、Cが紀伊半島付近のCAT（FL280）と関連している可能性がある。

なお、新潟付近のCATは山岳部の風上側であり、またCはすでに東北地方太平洋側まで進んでいる

ことから山岳の影響は考えにくい。V3近傍であり局所的にVSが増大した可能性がある。

### 事例3 移動速度の異なる二つの雲域の間で発生したCAT

#### ① 概要

1998年12月1日、移動の速い濃密な雲域が、それに比して遅い東側の雲域に次第に接近するとともに、これら2つの雲域の間で多数のCATが報告された。

#### ② 総観場

1日00UTCの300hPa天気図（図3-1-51左）では、3本のジェット気流J1、J2、J3と上層トラフTが解析できる。このうちJ2は、ボツ海付近でJ3に合流して風速120kt以上のジェットコアを形成したあと分流し、非地衡風成分を持つ流れとなり、西日本に達している。Tの後面はJ2の減速場となっている。

12UTC（図3-1-51右）には、上記のジェットコアは風速を強めながら日本海へ進み、それに比して動きの遅いTに次第に接近している。T後面では風速の減速の程度が急速に増大している。

#### ③ 画像上の特徴

図3-1-52は上から1日03UTC、11UTCの水蒸気画像（左）と赤外画像（右）である。

(a) 水蒸気画像

- 日本の南から日本の東にかけて明瞭なバウンダリーが見られる。このうち北緯33度付近の変曲点より極側の高気圧性曲率の部分 (B1-Hと呼ぶ) はJ2に対応しているが、赤道側の低気圧性曲率の部分 (B1-Lと呼ぶ) はジェット気流に対応していない。B1-Lの極側には暗化域が見られ、その暗化域は11UTCにかけて北東側へ拡大している。画像を動画にして詳細に解析すると、N点を中心としてB1-Lに沿った逆向きの流れ (図3-1-52左上の矢印)、すなわち伸長軸が見られ、変形域の存在が確認できる。変形域は300hPa天気図 (図3-1-51左) では不明瞭である。
- 日本海西部にJ2対応のバウンダリーB2が見られ、時間とともにB1に接近している。また、日本海から北日本にはJ3対応のバウンダリーB3が見られる。なお、J1は画像では不明である。

(b) 赤外画像

- 朝鮮半島から日本海西部には濃密なCi主体の雲域C2が見られ、約80ktで東進している。また、日本の東には厚い雲域C1が見られる。C1の東進速度は約30ktとC2に比して遅く、2つの雲域は急速に接近しつつある。
- 11UTCには、C2はその先端部が鋭さを増し、極側縁でCiストリークが明瞭化している。これはJ2の風速の強まりを示唆している (図3-1-51参照)。
- C1の後縁は鮮明である。

④ CATの状況とCAT域の着目点

図3-1-53は1998年12月1日のCATの状況 (左) とCAT域の模式図 (右) である。CAT域は雲パターン及び水蒸気パターンから三つの領域 I、II及びIIIに分類される。以下、各領域の着目点を述べる。なお、(a) は総観場、(b) は水蒸気画像、(c) は赤外画像、(d) はEllrodの分類 (図3-1-6)、(e) は上層パターン (図3-1-36) を示す。

領域 I

- 02~09UTCにかけて20件のCATが報告された。
- (a) 上層トラフTの後面であり、ジェット気流J2の減速場である。
- (b) バウンダリーB1-L極側で見られる暗化域の北西側である。
- (c) 雲域C1の「尾」の部分と雲域C2との間の晴天域で、C2のすぐ前面である。
- (d) タイプ8「北西流の変形域」に対応する。
- (e) 鋭く湾曲した流れ (Mパターン) とする。

領域 II

- 09~15UTCにかけて「並」~「強」10件を含む35件のCATが報告された。
- (a) Tの後面であり、J2の減速場である。
- (b) B1-L極側で見られる暗化域の北西側である。
- (c) 後縁が鮮明なC1の「尾」の部分とC2との間の晴天域である。

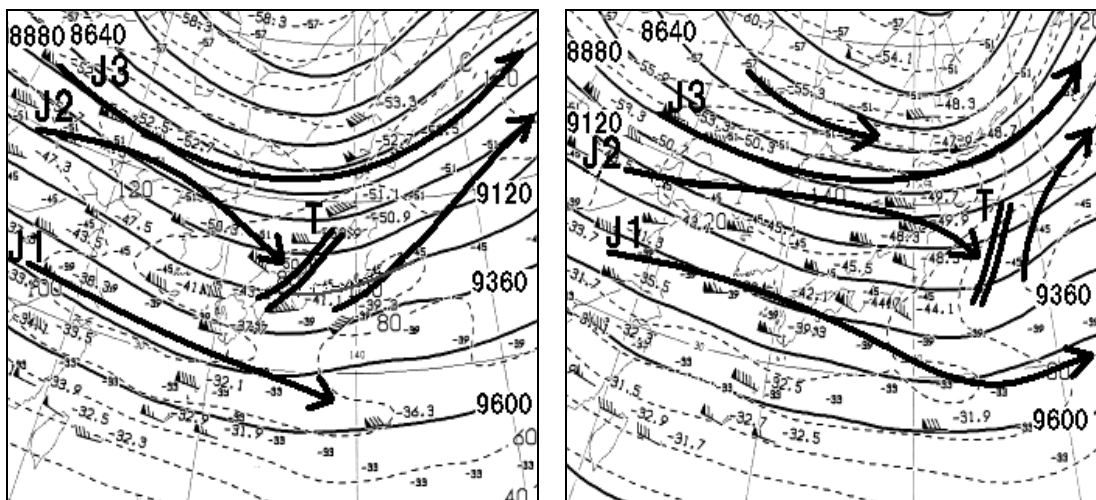


図3-1-51 1998年12月1日の300hPa天気図 (左: 00UTC 右: 12UTC)

矢印J1、J2、J3: ジェット気流 二重線T: 上層トラフ

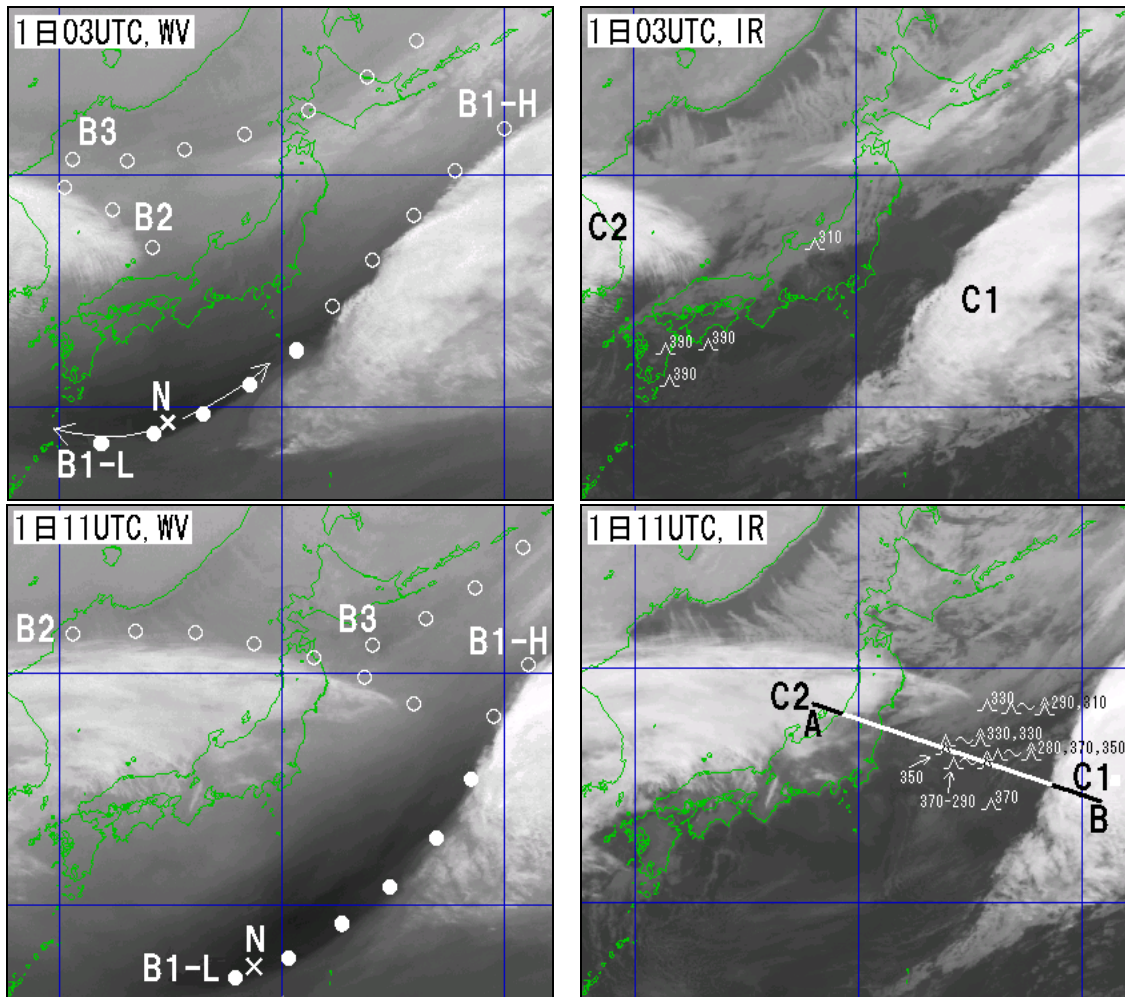


図3-1-52 1998年12月1日の水蒸気画像（左）と赤外画像（右）（上から03、11UTC）

○印B1-H、B2、B3：バウンダリー ●印B1-L：バウンダリー C1、C2：雲域  
 左上図の矢印：系に相対的な流れ（N点を中心として逆方向の流れが見られる）  
 実線A-B：図3-1-54の断面位置 CAT記号は赤外画像にのみ表示。

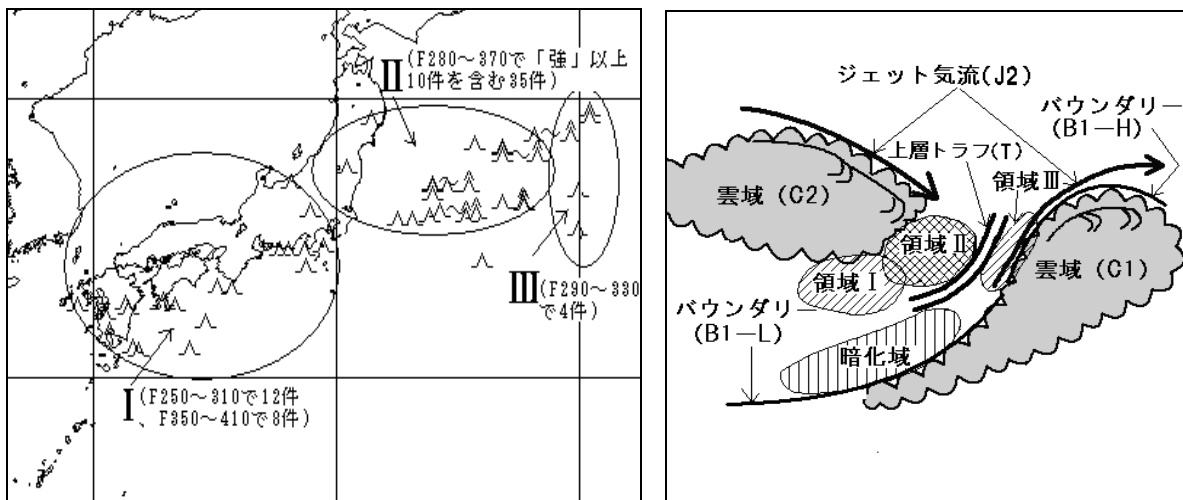


図3-1-53 1998年12月1日のCATの状況（左）とCAT域の模式図（右）

雲パターン・水蒸気パターンからCAT域を3領域Ⅰ、Ⅱ、Ⅲに分類。

- (d) タイプ8「北西流の変形域」に対応する。
- (e) 鋭く湾曲した流れ（Mパターン）とする。

**領域Ⅲ**

- 09～15UTCにかけて4件のCATが報告された。
- (a) Tの前面であり、J2の加速場である。
- (b) バウンダリーB1-Hが高気圧性曲率を増している。
- (c) 後縁が鮮明なC1の極側縁近傍である。
- (d) タイプ4「コンマ状の雲の尾」に対応する。
- (e) 鋭く湾曲した流れ（Mパターン）とする。

なお、図3-1-52(左)で見られるB1-Lは図3-1-18のタイプⅡ-Lに対応しており、領域ⅠとⅡに関連している。また、B1-HはタイプⅠ-Hに対応しており、領域Ⅲに関連している。

**⑤ 決定ツリーによる判定**

**【1日03UTC (図3-1-52上)】**

**領域Ⅰ**

上層トラフTに着目し、図3-1-38の決定ツリーを適用、M1から開始すると、

- M1「上層トラフ付近（トラフ軸がN-Sに傾いており、上流側にジェットコアを持っている）である」
  - M2「上層トラフ付近にはCiはなく、暗化域も見られない」
  - M7「NSG CAT (60%)」
- となる。

CATは09UTCにかけてFL250～310で12件、FL350～410で8件報告された。これらのCATは、北西流の減速場である暗化域の上流で報告されており、このツリーでは判定できなかった。

このCAT域は、図3-1-18のタイプⅡ-Lの典型例であり、図3-1-22（左上）で示したモデル図のCAT域に対応する。

なお、RSM鉛直断面図（図略）では、CAT域はジェット気流J2下方の転移層付近と上方の圏界面付近であった。

**【1日11UTC (図3-1-52下)】**

**領域Ⅱ**

Tのすぐ前面に見られる鮮明な後縁を持つC1に着目し、図3-1-38の決定ツリーを適用、M1から開始すると、

- M1「上層トラフ付近（トラフ軸がN-Sに傾いており、上流側にジェットコアを持っている）である」
  - M2「上層トラフ付近のCiは鮮明な縁を持っているが、上層トラフの底から上流側は暗化していない」
  - M10「L-M CAT以上 (60%) で表3-1-2を検討」
- となる。

図3-1-54は、図3-1-52（右下）のA-Bに沿ったRSMの鉛直断面図である。断面図のAから東経145

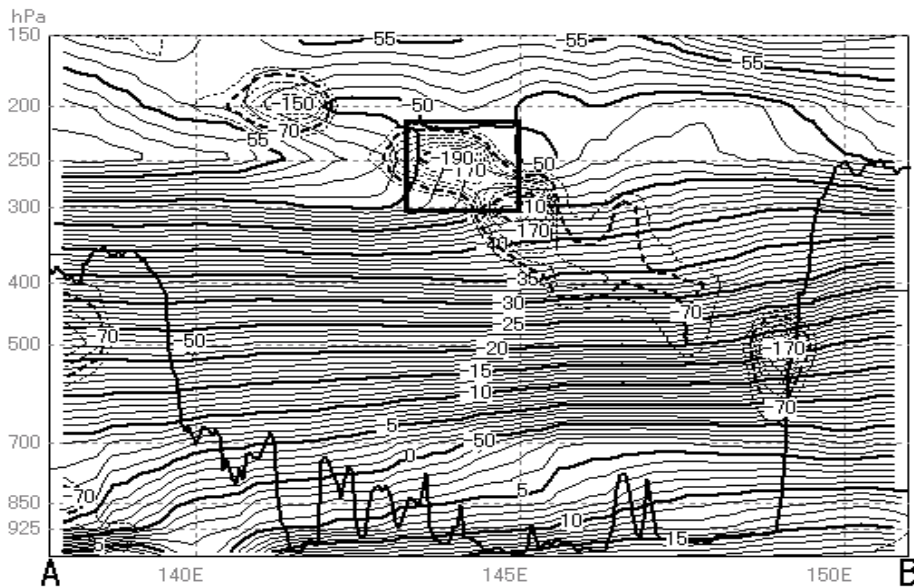


図3-1-54 1998年12月1日12UTCのRSM鉛直断面図（図3-1-52右下のA-Bに沿った断面）

太実線：TBB      細実線：気温（℃）で1℃毎、5℃毎に太線で表示  
 破線：発散（ $\times 10^{-6} \text{sec}^{-2}$ ）で-40以下（収束）を、20毎に表示  
 四角：「並」～「強」以上のCAT域

度までは400～250hPaの風向にほぼ沿った断面であり、その間ではA-B方向の気温傾度が風向に沿った気温傾度となる。図では東経143～144度の300～230hPaにかけて、強い収束（ $-60 \times 10^{-6} \text{sec}^{-2}$ 以下）及び風向に沿った大きな気温傾度（ $4^\circ\text{C}/3^\circ \text{lat}$ 以上）が見られる。これらの結果と表3-1-2を対比させると、ここは水平収束「Strong」、気温傾度「Large」で強度判定は「M-S CAT (60%)」となる。

CATの報告は08UTC頃から入り始め、09～11UTCにかけてFL280～370で「並」～「強」以上10件を含む35件が集中した。

### 領域Ⅲ

鮮明なC1の後縁に着目し、図3-1-38の決定ツリーを適用、項目番号M1から開始すると、領域Ⅱと同様にM10「L-M CAT以上 (60%) で表3-1-2を検討」となる。図には示さないが、C1の後縁に沿ったFL300付近に強い収束（ $-60 \times 10^{-6} \text{sec}^{-2}$ 以下）が見られた。しかし、気温傾度はほとんどなく、これらの結果と表3-1-2を対比させると、ここは水平収束「Strong」、気温傾度「Weak」で強度判定は「MOGR CAT (60%)」となる。

CATはFL290～330で4件報告された。

ところで1日20UTC頃、日本の東のC1とC2の間で

興味深い雲がみられ、その周辺のFL330で「並」～「強」のCATが発生した。図3-1-55は1日20UTCの赤外面像（左）と、同21UTCの水蒸気画像にRSM250hPaの等風速線と発散の等値線を重ね合わせたもの（右）である。

赤外面像ではC1とC2が更に接近するとともに、南北に伸びるスケールの小さい線状のCi域C3が発生した。C3は寿命約3時間、長さ約200km、幅20～30km、移動速度約60kt（C1より速く、C2より遅い）である。なお、TBBをRSMの気温から変換した雲頂高度は320hPa（FL290）であった。ただし、雲域が濃密でない場合には、計算される雲頂高度は実際より低く計算される。この雲の場合も雲頂高度はもっと高い可能性がある。

水蒸気画像ではB1-Hはさらに高気圧性曲率を増している。RSMでは、C3は250hPaの強風核の風下側の急減速域にあたり、収束域の極大付近前面の上昇流域に対応していた。

このようにCATの発生しやすい総観場で、ここで示したC3や「事例2」で述べたCbの外観をもつCi（図3-1-48右下の雲域C）のようなスケールの小さいCiの発生が「並」～「強」以上のCATの指標となる可能性がある。

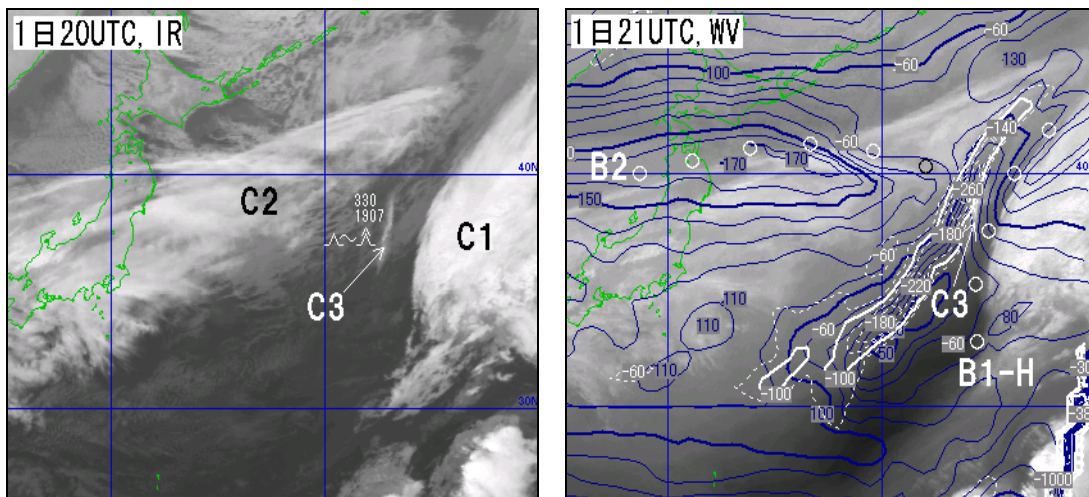


図3-1-55 1998年12月1日20UTCの赤外面像（左）と同21UTCの水蒸気画像にRSM250hPaの等風速線と発散の等値線を重ね合わせたもの（右）

C1、C2：雲域 C3：メソスケールのCi域 ○印B1-H、B2：バウンダリー  
等風速線は10kt毎に、発散（ $\times 10^{-6} \text{sec}^{-2}$ ）は-60以下（収束）を40毎に表示。  
CAT記号は赤外面像にのみ表示した。



#### 事例4 発達中の低気圧に伴うコンマ状の雲周辺で発生したCAT

##### ① 概要

1999年4月22日～23日にかけて、東シナ海から日本の南に停滞していた前線性の雲バンドに、正高度極大に伴うコンマ状の雲が併合・発達し、低気圧対応のコンマ状の雲となった。この雲の周辺で「並」～「強」3件を含む19件のCATが報告された。

##### ② 総観場

図3-1-56は22日00UTC～23日12UTCの12時間毎の300hPa天気図である。

- 22日00UTC (図3-1-56左上) では、日本の南岸にジェット気流J1が見られ、大陸東岸には上層

トラフT2が解析できる。また、ジェット気流J2が解析できるが、日本付近では不明瞭である。23日00UTC (図3-1-56左下) にかけてT2が深まるとともに、日本付近でもJ2が明瞭化している。また500hPa天気図 (図略) ではこの時刻以降低気圧が解析されている。

- 23日00UTC (図3-1-56左下) にはジェット気流J3が新たに明瞭化し、J2との間で合流場を形成している。23日12UTC (図3-1-56右下) には、この合流場に対応して黄海で風速80ktのジェットコアが形成されている。T2の後面はJ2とJ3の分流場であり、このジェットコア前面の減速場となっている。

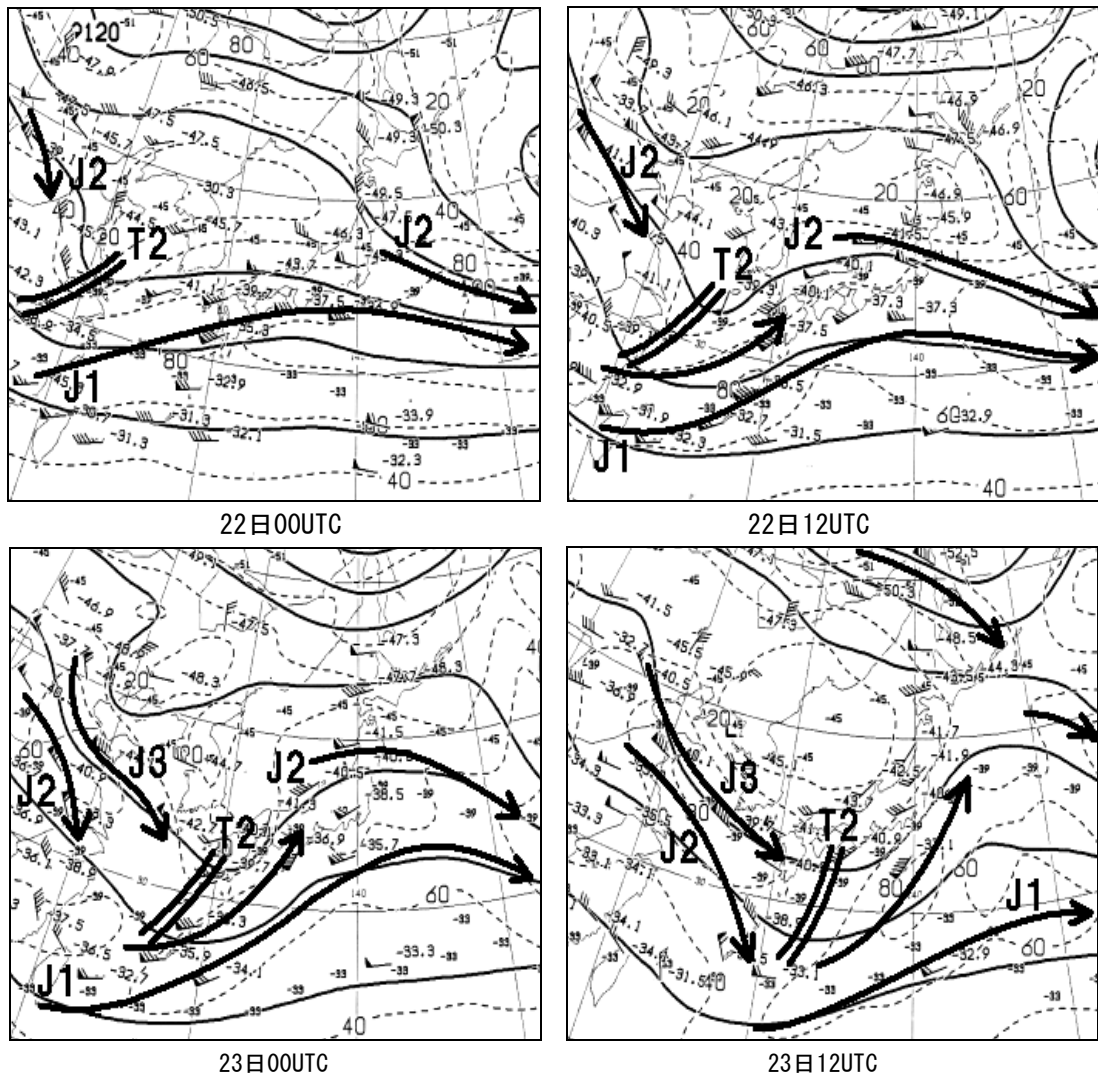


図3-1-56 1999年4月22日～23日の12時間毎の300hPa天気図 (左上：22日00UTC、右上：22日12UTC、左下：23日00UTC、右下：23日12UTC)  
矢印J1、J2、J3：ジェット気流  
二重線T2：上層トラフ

### ③ 画像上の特徴

図3-1-57は上から22日00UTC、12UTC、また図3-1-58は上から23日00UTC、14UTCの水蒸気画像（左）と赤外画像（右）である。

(a) 水蒸気画像

- 22日00UTCにはバウンダリーB1、B1'、B2が見られる。B1、B1'はジェット気流J1に対応している。B2はジェット気流との対応は良くないが、23日00UTCにかけてB2が高気圧曲率を増すとともにジェット気流J2との対応が良くなっている。
- 22日12UTCには、上層トラフT2前面にJ2対応のバウンダリーB2'が現れ、23日14UTCにかけてB1'と併合している。また、朝鮮半島付近にバウンダリーB0が明瞭化し、23日00UTCにかけて拡大している。これはヘッドバウンダリー（2.2.2項参照）である。

照）である。

- 23日00UTCには上層渦V1が明瞭化し、ドライスロットDが拡大している。水蒸気パターンでは低気圧が最も発達した状態を示している。また、黄海にはジェット気流J3対応のバウンダリーB3が現れている。
- 23日14UTCには、B2'は三陸沖まで伸びている。B2'の北緯25度付近より北東部分はJ2に対応しているが、南西部分はジェット気流に対応していない。

図3-1-59は図3-1-58（左下）の枠内を拡大し、画像の明暗を強調させたものである。画像を動画にして詳細に解析すると、×を中心として図の矢印のようにB2'に沿った逆向きの流れ、すなわち伸張軸が見られ、変形域の存在が確認でき

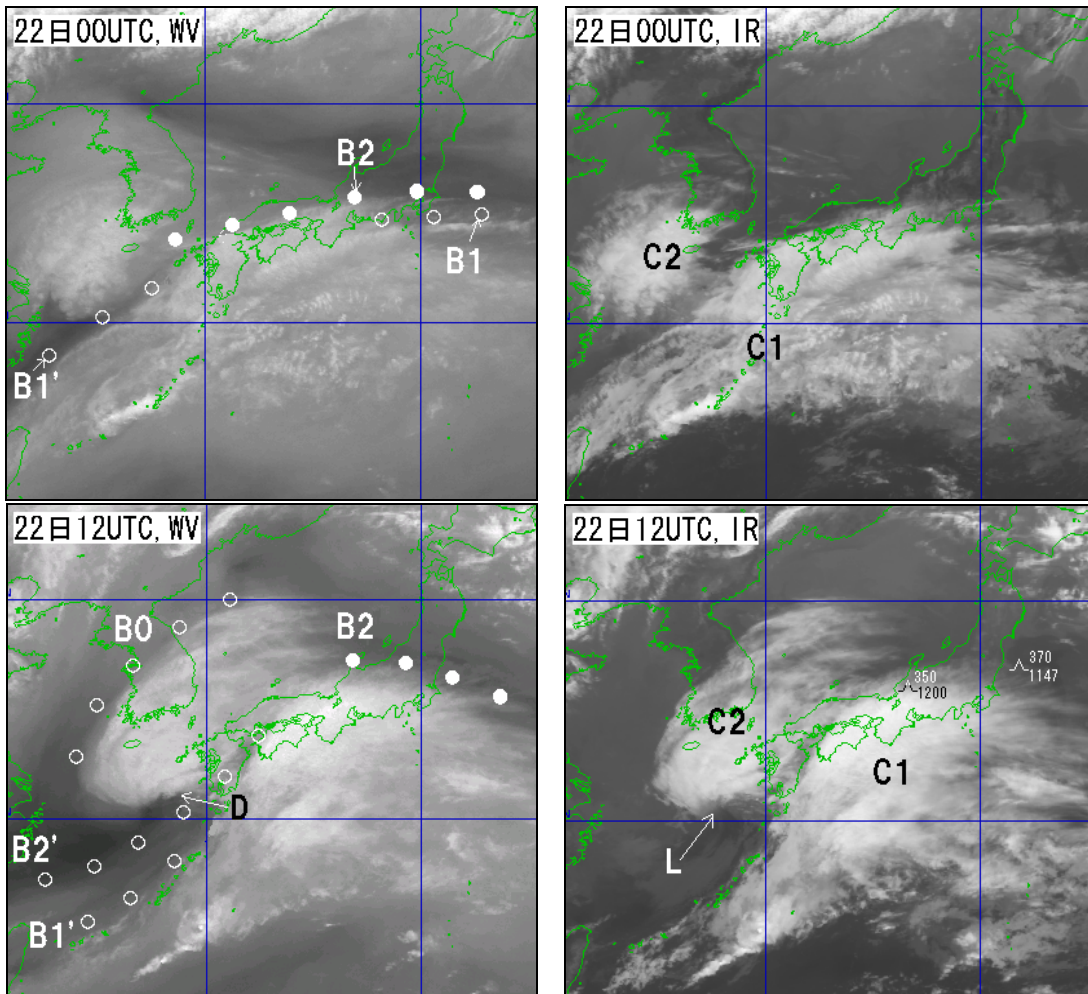


図3-1-57 水蒸気画像（左）と赤外画像（右）（上から1999年4月22日00UTC、同12UTC）

○印B0、B1、B1'、B2'、●印B2：バウンダリー C1、C2：雲域 D：ドライスロット  
L：下層渦 CAT記号は赤外画像にのみ表示した。

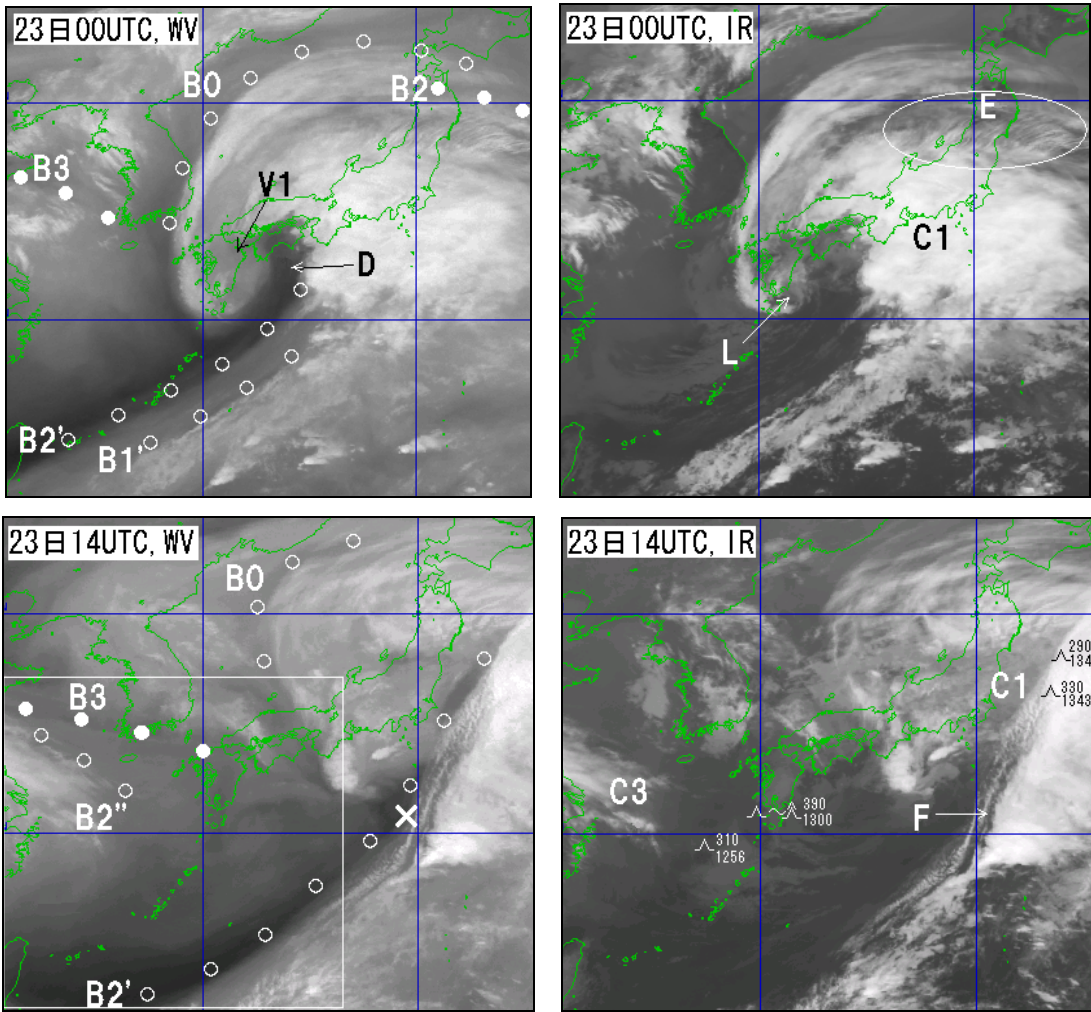


図3-1-58 水蒸気画像（左）と赤外画像（右）（上から1999年4月23日00UTC、同14UTC）  
 ○印B0、B1'、B2'、B2''、●印B2、B3：バウンダリー C1：雲域 D：ドライスロット  
 C3：Ci域 L：下層渦 E：トランスバースバンド F：トランスバースライン  
 V1：上層渦 ×：B2'の変曲点 白線枠：図3-1-59の領域 CAT記号は赤外画像にのみ表示した。

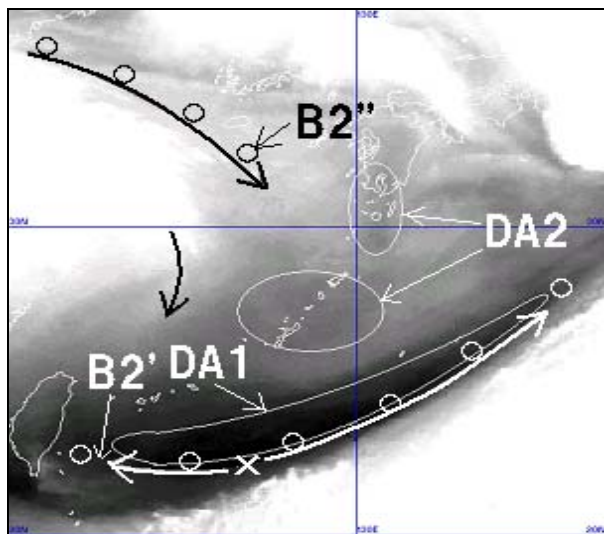


図3-1-59 図3-1-58（左下）の枠内を拡大し、画像の明暗を強調させたもの  
 ○印B2'、B2''：バウンダリー DA1、DA2：暗化域  
 矢印：流線（×を中心として逆方向の流れが見られる）

る。B2'の極側には暗化域DA1が見られる。

また、J2対応のバウンダリーB2''が明瞭化している。B2''の前面には移動の速い暗化域DA2が見られる。ここは上層トラフT2の後面にあたる。

(b) 赤外面像

- ・ 前線性のバンド状の雲域C1とT2前面の正渦度極大に伴うコンマ状の雲C2が併合し、雲域全体が発達している。以下、時系列的に述べる。

### 22日00UTC

日本の南にあるC1は、C2の接近に伴い雲域を極側に拡大している。

### 22日12UTC

C2はさらにCi域を極側に拡大しているが、コンマ形状は崩れ、雲域南端には下層渦Lが明瞭化しつつある。またC1はC2と併合し始めるとともに、極側縁で高気圧性曲率を増しながらさらに雲域を広げ、「シヤー型」のコンマ状の雲（図3-1-42参照）となる。

### 23日00UTC

C2は衰弱し、南端にLが明瞭化している。他方、C1はさらに発達し、二つの雲域は完全に併合「フルコンマ型」のコンマ状の雲（図3-1-42参照）となる。このことは、雲パターンでは低気圧が発達中であることを示している。

### 23日14UTC

C1はCi域が次第に雲域の本体からはがれ、「シヤー型」のコンマ状の雲となる。Ci域の極側縁には、J2に対応するトランスバースラインFが見られる。

- ・ 23日14UTCには東シナ海にCi域C3が現れている。

### ④ CATの状況とCAT域の着目点

図3-1-60は1999年4月22～23日のCATの状況（左）と模式図（右）である。CAT域は雲パターン及び水蒸気パターンから三つの領域Ⅰ、Ⅱ及びⅢに分類される。以下、各領域の着目点を述べる。なお、

- (a) は総観場、(b) は水蒸気画像、(c) は赤外面像、(d) はEllrodの分類（図3-1-6）、(e) は上層パターン（図3-1-36）を示す。

### 領域Ⅰ

23日04～15UTCにかけて「並」～「強」3件を含む13件のCATの報告があった。

- (a) 上層トラフT2後面であり、ジェット気流J2の減速場である。
- (b) バウンダリーB2'の極側とT2の後面に暗化域(DA1、DA2)が見られる。
- (c) 雲域C1の「尾」の部分と上流側のCi域C3との間の晴天域である。
- (d) タイプ4「コンマ状の雲の尾」からタイプ8「北西流の変形域」の領域である。
- (e) 23日00UTCでは双曲線的な流れ(Dパターン)、23日14UTCでは鋭く湾曲した流れ(Mパターン)とする。

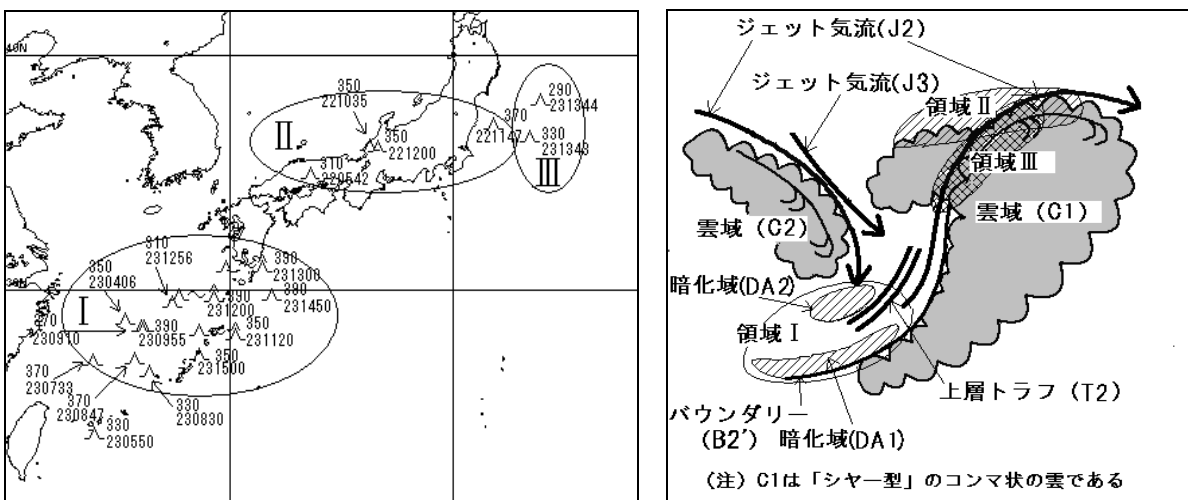


図3-1-60 1999年4月22～23日のCATの状況（左）とCAT域の模式図（右）

雲パターン・水蒸気パターンからCAT域を3領域Ⅰ、Ⅱ、Ⅲに分類。

CAT印の右上は高度（FL）、右下は日時（UTC）を示す。

## 領域Ⅱ

4月22日05～12UTCにかけて4件のCATが報告された。

- (a) T2前面の上層リッジ付近である。
- (b) バウンダリーB2が高気圧性曲率を増している。
- (c) C1の極側縁が鮮明になっている。
- (d) タイプ1「コンマ状の雲（フルコンマ型）に伴う変形域」に対応する。
- (e) 双曲線的な流れ（Dパターン）とする。

## 領域Ⅲ

23日13～14UTCにかけて2件のCATが報告された。

- (a) T2前面のJ2付近である。
- (b) B2'がC1の中まで伸びている。
- (c) C1中のCiストリークが明瞭で、高気圧性曲率を持っている。
- (d) タイプ1「コンマ状の雲（シヤー型）に伴う変形域」に対応する。
- (e) 双曲線的な流れ（Dパターン）とする。

なお、図3-1-58（左下）で見られるB2'の変曲点（図3-1-58左下の×）付近から北東部分は、ジェット気流を伴う高気圧性曲率をもつ図3-1-18のタイプⅠ-Hのバウンダリーに対応しており、領域Ⅲに関連している。北緯25度付近より南西側はタイプⅡ-Lに対応しており、領域Ⅰに関連している。×から北緯25度付近まではタイプⅠ-Lに対応している。

また、図3-1-57（左下）で見られるB2と、図3-1-58（左上、左下）で見られるB0は、図3-1-18のタイプⅡ-Hに対応しており、領域Ⅱに関連している。

### ⑤ 決定ツリーによる判定

#### 【22日00UTC（図3-1-57上）】

上層トラフT2の接近により、雲域C1は極側に拡大しつつあるが、CATの指標となる雲パターンは見られない。また、暗化域も見られない。

この時刻の前後にはCATの報告はなかった。

#### 【22日12UTC（図3-1-57下）】

## 領域Ⅱ

コンマ状の雲となったC1の「頭」に着目する。決定ツリーは図3-1-39～42を適用し、項目番号D1から開始すると、

D1「コンマ状の雲である」→D2→D11「コンマ状の雲の頭」→D12→D25「上層の低気圧を伴わない正渦度極大」→D29「雲域は25kt上で移動している」→D30「雲縁（コンマ状の雲の頭）の下流部分が鋭

く、鮮明である」→D32「MOGR CAT（70%）」となる。

CATは05～12UTCにかけて5件報告された。

22日12UTCの鉛直断面図（図略）では、CAT域はジェット気流J2下方の転移層付近であった。

なお、領域を拡大しつつあるドライスロットDに着目し、決定ツリーの図3-1-39～40を適用するとD17「L-M CAT（80%）」となる。CATの報告はなかったが、T2が深まっており、Dに伴う暗域とC1を含む明域との間の湿潤境界付近でCATが発生しやすい状況にある。図3-1-6のタイプ2「発達するドライスロット」に対応する。

#### 【23日00UTC（図3-1-58上）】

## 領域Ⅱ

C1の「頭」の極側縁に着目する。C1の「頭」にはトランスバースバンドEが見られる。決定ツリーは図3-1-39～42を適用し、項目番号D1から開始すると、

D1「コンマ状の雲である」→D2→D11「コンマ状の雲の「頭」に着目する」→D12→D25「深まりつつある、またはしっかりした上層の低気圧」→D26→D34「コンマ状の雲のタイプは「フルコンマ型」である」→D35「1つ以上あり」（雲縁付近にトランスバースバンドがあり、晴天域に向かって25kt以上で移動している）→D37「MOGR CAT（90%）」となる。

この領域は引き続きCATの発生しやすい状態が続いているが、CATは一件も報告されなかった。コンマ状の雲の「頭」の極側縁では、この段階が最もCATが発生しやすい（決定ツリー中で唯一信頼度が90%である）が、比較的CAT域を予想しやすい雲パターンであるため、航空機が回避した可能性もある。

## 領域Ⅰ

バウンダリーB2極側の暗化域DA1に着目する。決定ツリーは図3-1-39～40を適用し、項目番号D1から開始すると、

D1「コンマ状の雲である」→D2→D11「コンマ状の雲の「尾」に着目する」→D14「トランスバースバンドは見られない」→D15「上流側が暗化している」→D19「MOGR CAT（80%）」

となる。

CATは06UTC頃B2極側で1件報告された。

【23日14UTC (図3-1-58下)】

領域 I

上層トラフT2後面の暗化域DA2に着目する。決定ツリーは図3-1-39を適用し、項目番号D1から開始すると、

D1「ほとんど雲はない」→D3「暗化している」→D5「MOGR CAT (80%)」

となる。

CATは08～15UTCにかけて「並」～「強」3件を含む12件が報告された。図3-1-61は23日12UTCの東経130度に沿った鉛直断面図である。東経130度付近のCAT域は、九州の南のFL390 (a) と南西諸島付近のFL310～350 (b) に分けられ、それぞれJ2上方の圏界面付近、J2下方の転移層付近に対応している。

領域 III

「シャー型」のコンマ状の雲C1中のCiストリー

クに着目する。決定ツリーは図3-1-39～42を適用し、項目番号D1から開始すると、

D1「コンマ状の雲である」→D2→D11「コンマ状の雲の「頭」に着目する」→D12→D25「総観場はしっかりした上層低気圧である」(500hPaでは閉じた低気圧が見られた)→D26→D34「コンマ状の雲のタイプは「シャー型」である」→D36「Ciストリークが鋭い高気圧性曲率を持っている」で「MOGR CAT (80%)」となる。

CATは2件報告された。

なお、CATの報告はないが、領域IIIのすぐ赤道側部分にトランスバースラインFが見られ、雲パターンからはCAT発生の可能性が高い。ここは図3-1-6のタイプ4「コンマ状の雲の尾」に対応する。

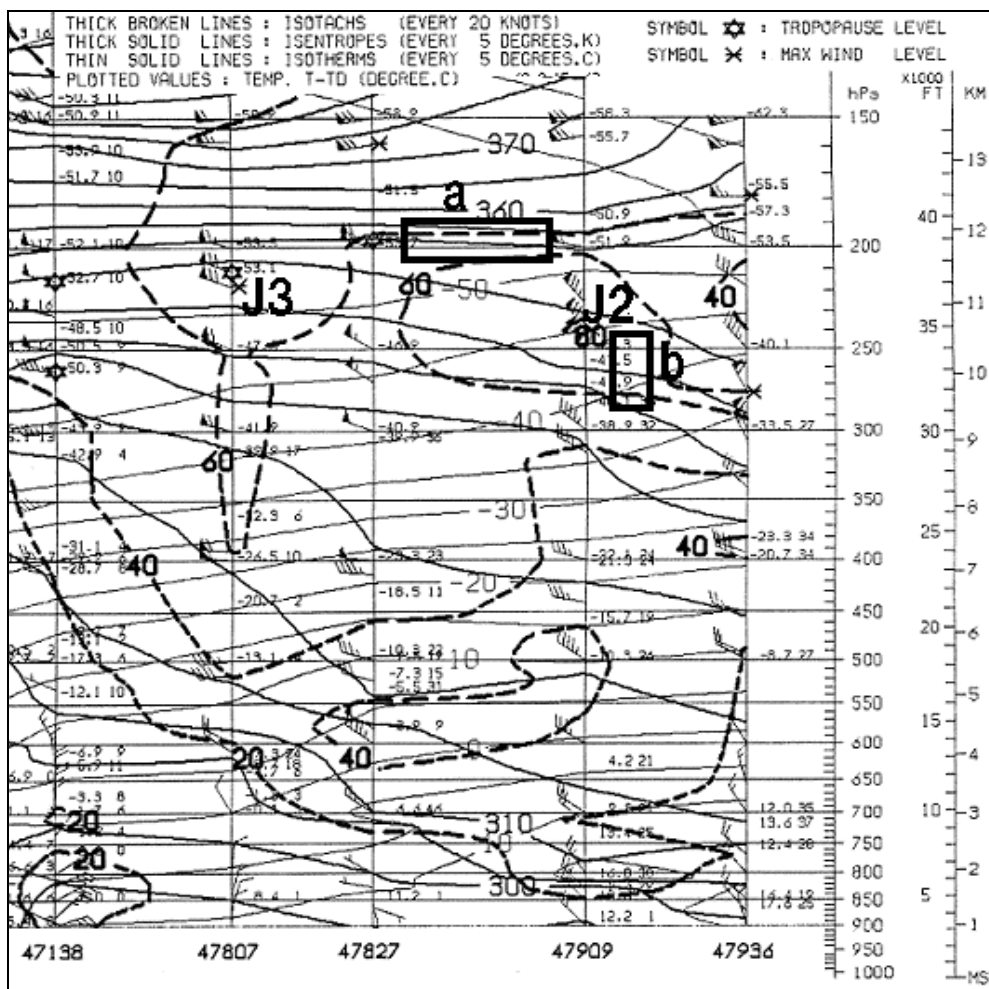


図3-1-61 1999年4月23日12UTCの東経130度に沿った鉛直断面図

破線：等風速線 (kt)      太実線：等温位線 (K)      細実線：等温線 (°C)  
 J2、J3：ジェット気流      四角a、b：CAT域

### 3.2 中・下層の乱気流

高高度の晴天乱気流 (CAT) は、3.1 節で述べたように主に風の鉛直シヤーの大きくなる転移層や圏界面付近で発生しやすい。これに対して柴田 (1968) は、1965 年 1 年間に日本付近の中・下層 (FL200 以下) で発生した乱気流について調査し、中・下層の乱気流は風の鉛直シヤーに加えて、山岳波などの力学的要因、地表面付近の日射や寒気移流による鉛直流などの熱的な要因が複合的に作用して発生するとした。また、中・下層の乱気流は寒候期に多く発生し、季節風の吹き出しや発達した低気圧に伴うものが多いとし、次のようにまとめている。

#### ① 「強」の乱気流と低気圧の中心位置との関係 (図 3-2-1)

「強」の乱気流の度数は、おおむね低気圧中心から約 100 マイル以内と南西象限の 400~600 マイルで多くなっている。前者は低気圧のじょう乱域、後者は強風による山岳波などの山越え気流、または前線の影響によるものと考えられる。

#### ② 冬期季節風時の乱気流の発生率 (図 3-2-2)

冬期季節風時 (高度 1,000~15,000ft の平均風向が西の場合) においては、山岳地帯や山脈の風下側 (奥羽山脈の風下側、中部山岳からその風下側、九州山地からその風下側) では相対的に発生率が

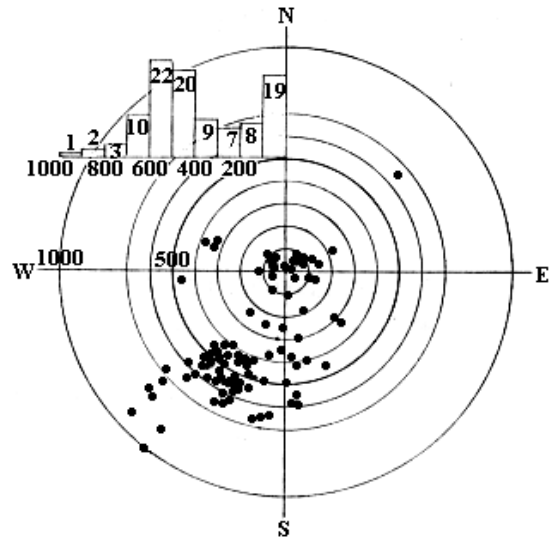


図 3-2-1 低気圧の中心と「強」の乱気流のあった位置及び距離による度数分布 (柴田、1968)

● : 乱気流発生地点

○ : 低気圧中心からの距離 (マイル)

棒グラフ : 横軸は低気圧中心からの距離、縦軸は「強」の乱気流の度数

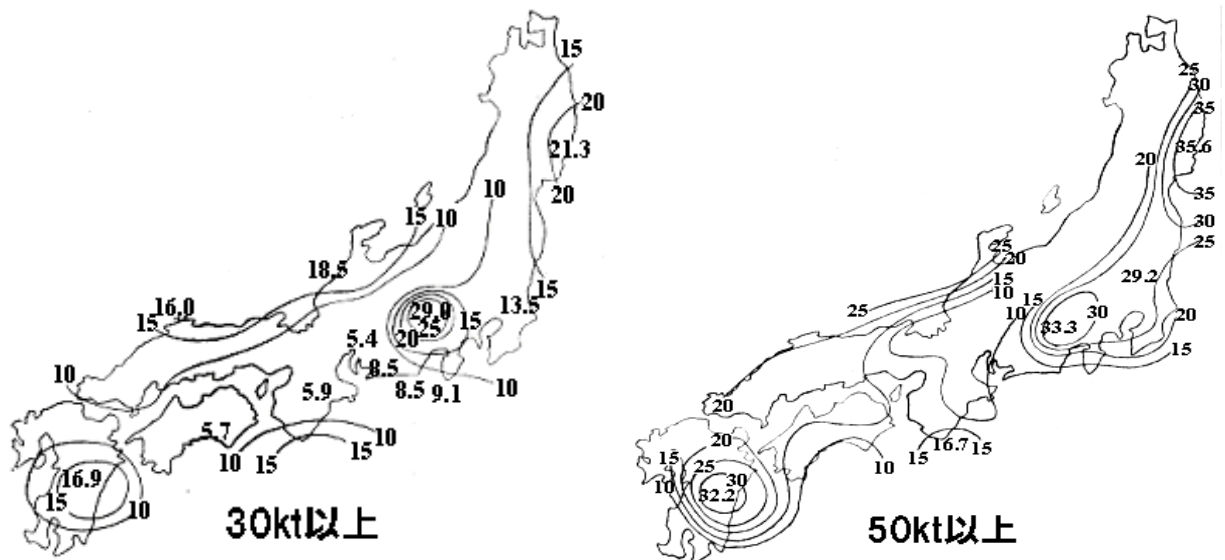


図 3-2-2 冬期季節風時における下層平均風速別の乱気流の発生率 (柴田、1968)

実線 : 下層 (高度 1,000~15,000ft) の平均風向が西で、平均風速が 30kt 以上 (左) と 50kt 以上 (右) の場合の「並」以上の乱気流の発生率 (%)

(本州付近を緯度と経度の 1 度間隔に細分し、その区域毎の乱気流遭遇回数とその区域の飛行回数で割ったもの)

高く、高度 1,000~15,000ft の平均風速が大きくなるほど乱気流の発生率（本州付近を緯度と経度の 1 度間隔に細分し、その区域毎の乱気流遭遇回数をその区域の飛行回数で割ったもの）が高くなり、平均風速が 50kt 以上の場合は 30kt 以上に比べて発生率が約 2 倍も大きい。

つまり、①では「強」の乱気流は低気圧中心付近の雲中や山岳の影響を受ける領域、転移層（前線帯）に沿った領域で発生しやすいことを、また②では冬期季節風時は山岳による乱気流が発生し

やすいことを示唆していると思われる。

なお、図 3-2-2 では北陸・山陰地方にも発生率の高い領域があるが、平均風速の強まりに比例して発生率が增大しないのはこれらの乱気流が雲中で発生したためと推測される。

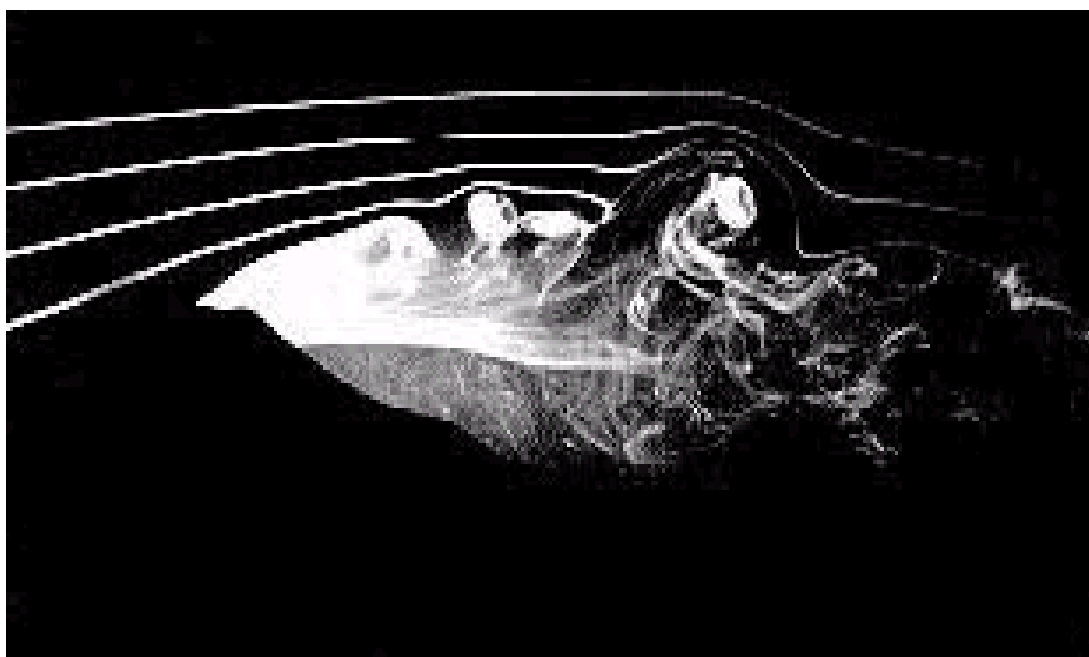
次項では中・下層の乱気流を単純に風下波に伴う波状雲の有無で分類し、波状雲が見られる事例については 3.2.2 項で、それ以外のバウンダリーと対流雲列が見られる事例については 3.2.1 項で述べる。

### 富士山の乱気流

1966 年 3 月 5 日 14 時 15 分、BOAC（英国航空）機が御殿場市上空 4,900m で突然破壊され、乗客乗員あわせて 124 名が機と運命をともにした。事故当日の富士山周辺一帯は、雲一つない快晴であった。しかし、風は非常に強く、14 時 15 分の富士山頂の風速は 10 分間平均値で 42.7m/s、最大瞬間値で 60.4m/s と台風なみであった。事故後直ちに原因の究明が行われたが、結論はやはり乱気流によるもの、ということであった。事故当初、まず浮かび上がってきたのは、この事故を引き起こしたのは山岳波ではないかということであった。富士山風下には山岳波がなければ生じ得ない「つばき雲」が時折見られることから、山岳波の存在は古くから知られていた。

この問題の究明のために相馬（1992）は、富士山を中心に据え、周辺に山々を若干配した地形模型を用いた風洞実験を行った。付図は実験例である。富士山頂のすぐ背後で気流は剥離を起こし、風下斜面上の気流は逆流となって山頂に向かって這い上がっている。それが山頂を越えてきた強い上層の気流とぶつかって渦を巻き、次第に乱気流に変わっている。このような気流パターン（「剥離型」とよぶ）は、山岳波とは全く異なっており、成層が中立で一般風が強い場合に生じていることが明らかになった。

（池田 博文）



付図 風洞実験（相馬、1992）



### 3.2.1 バウンダリーと対流雲列

#### 事例 1 バウンダリー付近で多発した中層の乱気流

##### ① 概要

1997年11月5日、上層トラフが西日本から東日本を通過した。これに伴い、本州南岸の FL150～230 で「強」2件を含む 27 件の乱気流が報告さ

れた(図 3-2-3)。乱気流域は水蒸気画像で見られるバウンダリー付近(赤外面像では晴天域)であった。

##### ② 総観場

図 3-2-4 は 5 日 00UTC の 300hPa 天気図(左)と 500hPa 天気図(右)、図 3-2-5 は同 03UTC の RSM 鉛直断面図である。断面図を参考にする

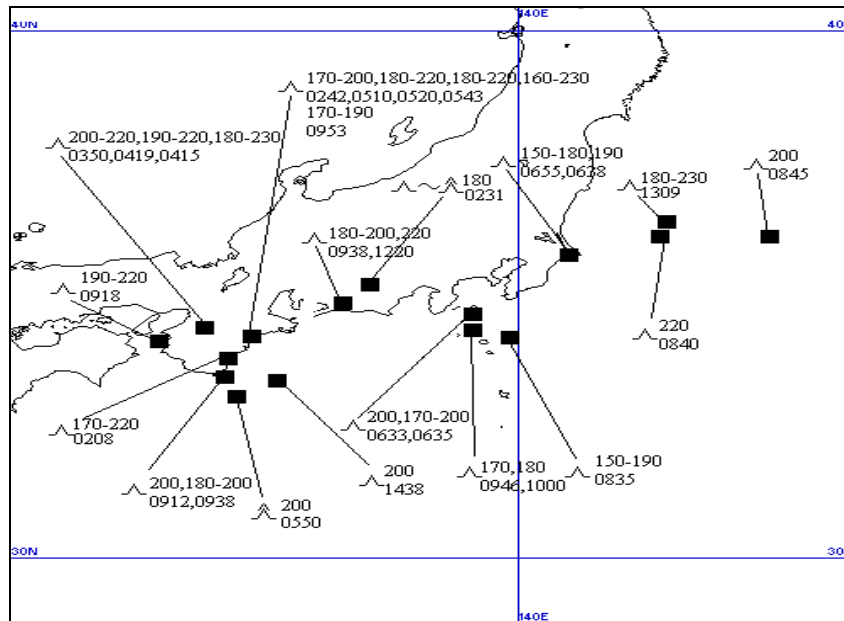


図 3-2-3 1997年11月5日の乱気流の状況

■：乱気流の位置・強度は「弱」～「並」(〰〰〰)、「並」(〰)、「並」～「強」(〰〰〰)、「強」(〰〰〰)で示し、その右上に高度(FL)、右下に時刻(UTC)を表示した。

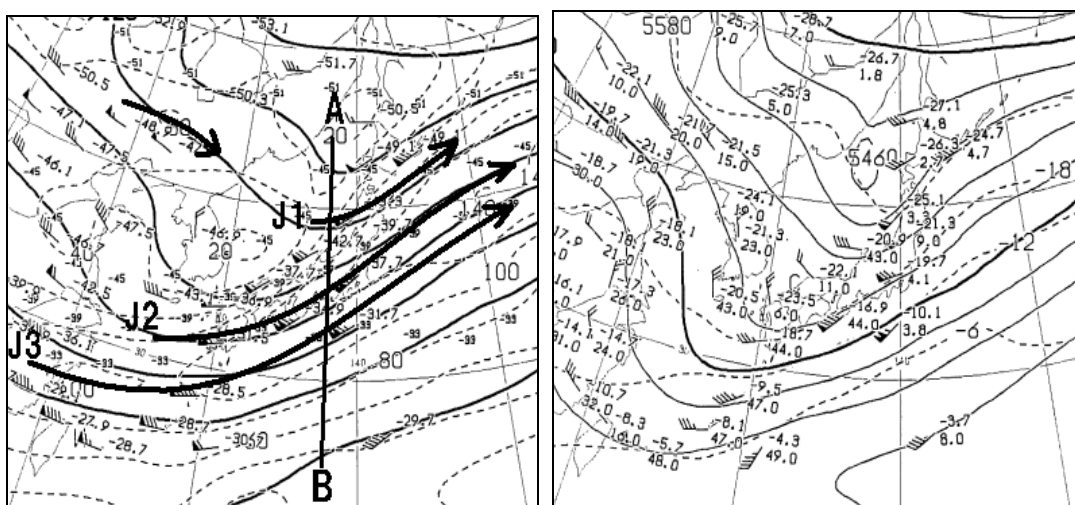


図 3-2-4 1997年11月5日00UTCの300hPa天気図(左)と500hPa天気図(右)

J1、J2、J3：ジェット気流 A-B：図 3-2-5、3-2-7 の断面位置

ジェット気流（P14 のコラム参照）は日本付近では J1、J2 及び J3 の 3 本が解析できる。J1、J2、J3 のジェットコアはそれぞれ高度 FL200（400～500hPa）付近、FL250（400hPa）付近、約 FL380（200hPa）付近にある。

500hPa 天気図では日本海北部の寒冷低気圧から北陸地方へ伸びる上層トラフと、西日本から東シナ海にかけての風向差の大きい上層トラフが解析できる。

### ③ 画像上の特徴

図 3-2-6 は 11 月 5 日 02UTC (上)、06UTC (中)、10UTC (下) の赤外画像 (左) と水蒸気画像 (右) である。02UTC の赤外画像では、日本海から北日本・北陸地方と西日本に対流雲が広がっているものの特に発達はしていない。また、日本の南には極側縁がスキヤロップパターンでかつトランスバースバンドをもつ雲バンド C が見られ、ゆっくり

北上している。

水蒸気画像では、日本海北部に 500hPa の寒冷低気圧対応の上層渦 V1 が、西日本の上層トラフに対応して上層渦 V2 が見られ、V1 と V2 の間にはバウンダリー-B1 が明瞭化している。ここは 500hPa 天気図 (図 3-2-4 右) では、B1 付近で流れの方向が発散しており、変形域に対応している。また、本州南岸には東海付近でやや不明瞭ながら J2 対応のバウンダリー-B2 が見られる。さらに日本の南から J3 対応のバウンダリー-B3 が北上している。乱気流は 07UTC にかけて B2 近傍で多発した。

図 3-2-5 によれば、J2 対応の転移層に沿って風向差が大きく、VS は 10～14kt/1,000ft に達している。乱気流は VS の極大域で発生した。

06UTC には、赤外画像では C が房総沖まで北上しているが、西日本から東日本は引き続き対流雲が点在する程度である。C 中のトランスバースバ

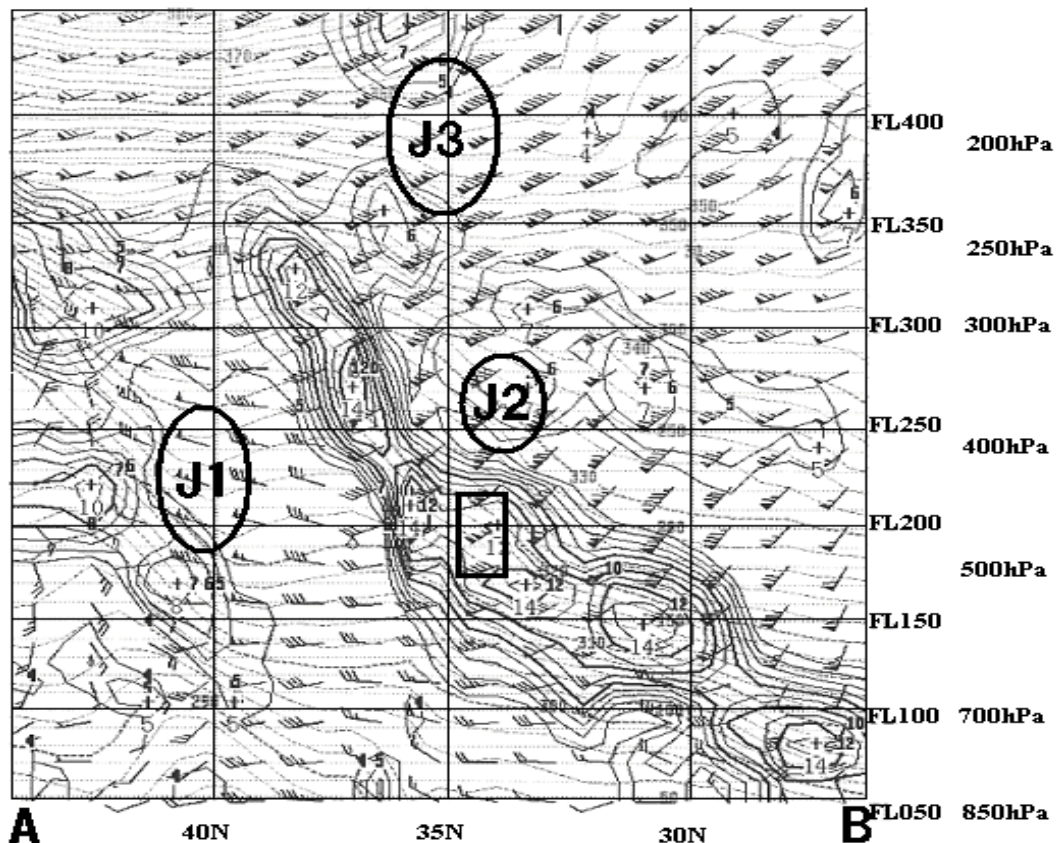


図 3-2-5 1997 年 11 月 5 日 03UTC の RSM 鉛直断面図 (図 3-2-4 左の A-B に沿った断面)

実線：VS (指定気圧面間の風をスプライン補間したものから計算されている) 破線：温位  
 矢羽：風向風速 J1：ジェット気流 (円内は 50kt 以上) J2：ジェット気流 (円内は 130kt 以上)  
 J3：ジェット気流 (円内は 150kt 以上) 四角：乱気流域 (新東京航空地方気象台提供)

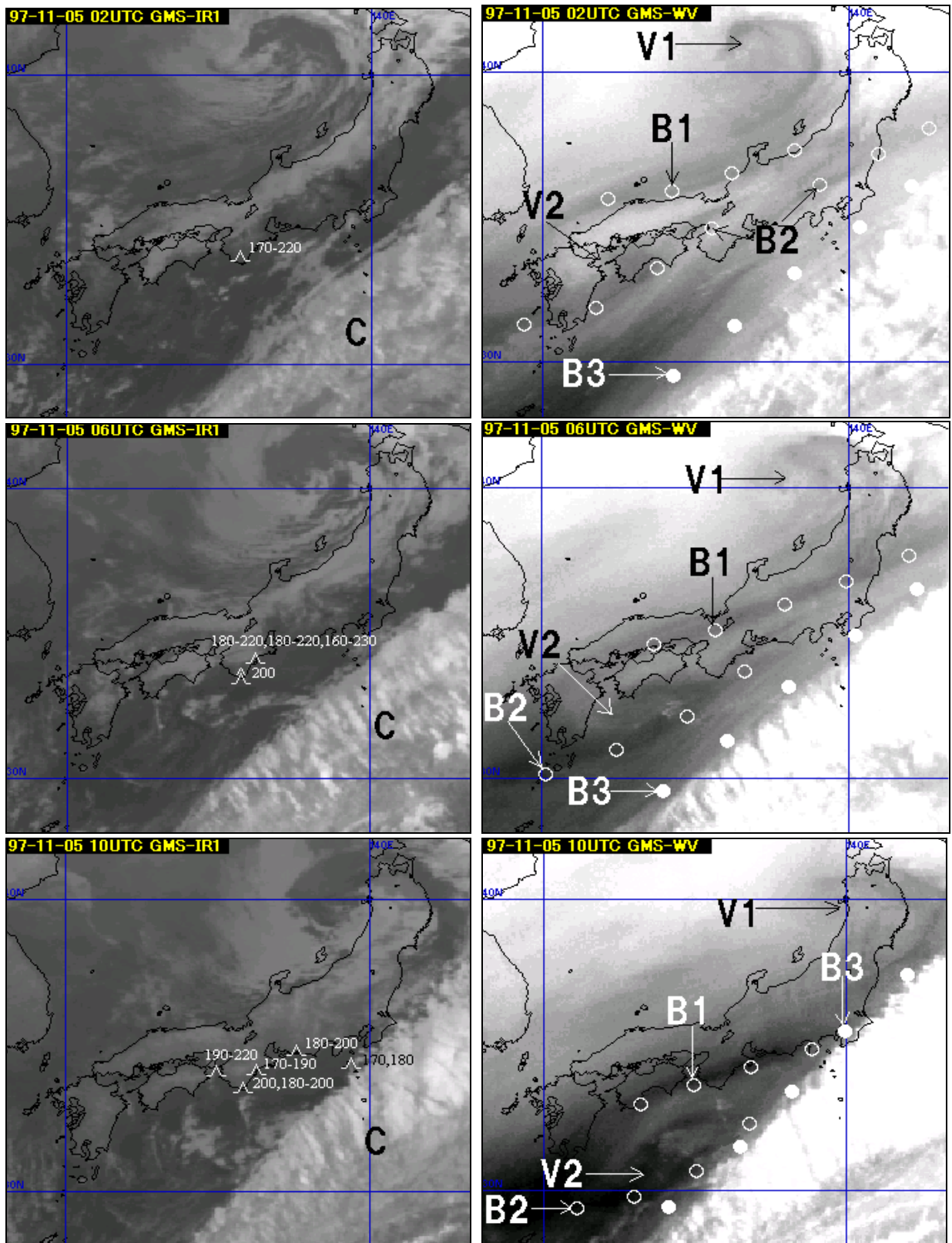


図 3-2-6 1997 年 11 月 5 日の赤外画像 (左) と水蒸気画像 (右) (上 : 02UTC 中 : 06UTC 下 : 10UTC)  
 C : 雲バンド V1、V2 : 上層渦 ○印 B1、B2 : バウンダリー ●印 B3 : バウンダリー  
 CAT 印 : 赤外画像に撮像時刻 (正時の約 20 分前) ±30 分以内の報告を表示し、その右上に  
 高度 (FL) を表示した。

ンドは厚みを増しており、一部はニンジン状になっている。

水蒸気画像では V1 は東進し次第に不明瞭化している。四国沖の B2 はその極側が暗化しながら南下しており、上層トラフの深まりを示唆している。「強」1 件を含む 2 件の乱気流がこの暗化域の東端付近で発生した。なお、B2 は関東付近では不明瞭化している。一方、B1 はその極側が暗化しながら本州を縦断している。

10UTC には、赤外面像では西日本から東日本の対流雲はほとんど消散し晴天域となっている。C はさらに厚みを増しながら北上し、一部が房総半島にかかる。なお、C の雲頂高度は TBB から FL350～400 (250～200hPa) と推定され、J3 の高度にほぼ一致している。

水蒸気画像では V1、V2 とともに不明瞭化している。B1 はさらに極側が暗化しながら南下し、本州

南岸に達している。乱気流は 09～10UTC の 1 時間にこの暗化域付近で 6 件が集中して発生した。なお、B2 は B3 に重なり次第に不明瞭化した。

図 3-2-7 は 09UTC の RSM 鉛直断面図 (図 3-2-4 の A-B に沿った断面) である。B2 (不明瞭だが) は約 FL250 (400hPa) 付近のジェット気流 J2 に対応している。J2 下方の転移層 (FL150～200) 付近は、それに沿って風向差が大きく、VS が 10kt/1,000ft 以上の領域となっている。乱気流域では 10～13kt/1,000ft に達している。

なお、C 中のトランスバースバンドの明瞭化とともに J3 下方の転移層 (FL300～350) 付近の VS は、03UTC (図 3-2-5) の 7kt/1,000ft 未満から 09UTC (図 3-2-7) の 10～17kt/1,000ft に増大している。乱気流の報告はなかったが、トランスバースバンド (3.1.3 項参照) を含む C の近傍でもあり、高高度の乱気流の可能性が大きい領域と考えられる。

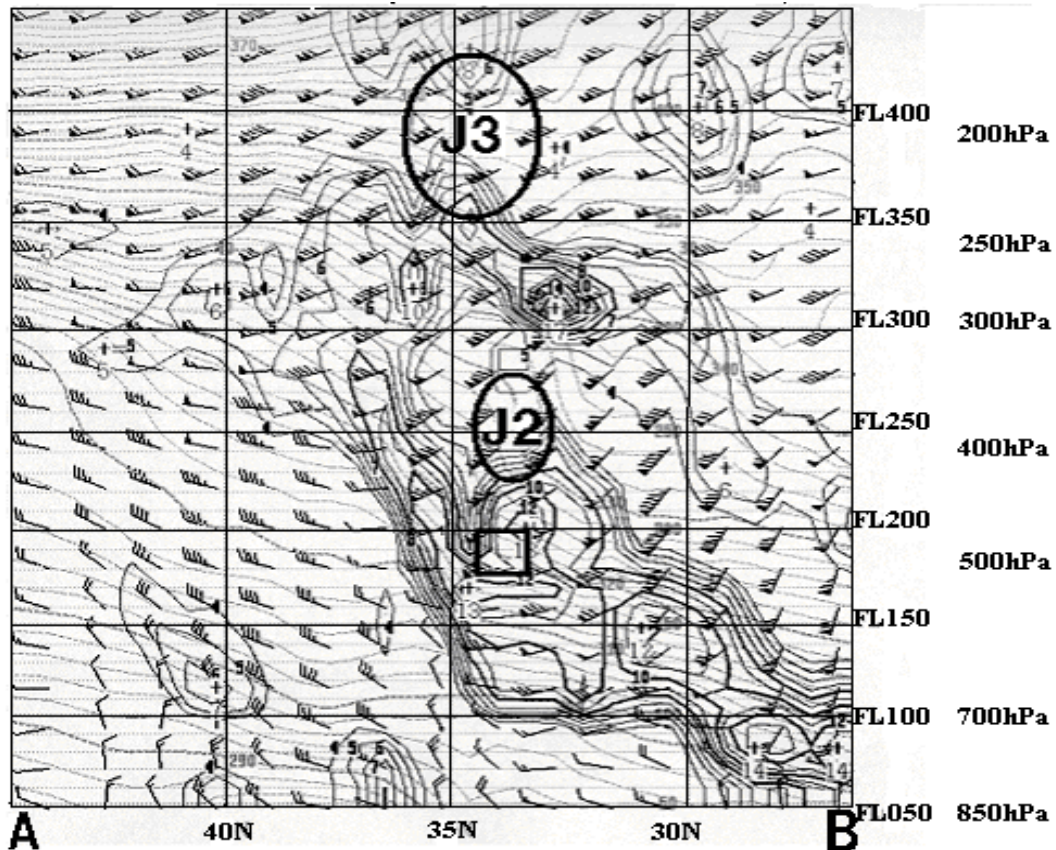


図 3-2-7 1997 年 11 月 5 日 09UTC の RSM 鉛直断面図 (図 3-2-4 左の A-B に沿った断面)

実線：VS (指定気圧面間の風をスプライン補間したものから計算されている) 破線：温位

矢羽：風向風速 J2：ジェット気流 (円内は 120kt 以上) J3：ジェット気流 (円内は 150kt 以上)

四角：乱気流域

(新東京航空地方気象台提供)



## ② 総観場

図3-2-9は24日00UTCの300hPa天気図である。300hPaのジェット気流は本州付近(J1)と日本の南(J2)に見られる。日本海から黄海付近にかけては上層トラフが解析でき、西日本はこの上層トラフを回る流れとJ1との合流場となっている。

## ③ 画像上の特徴

図3-2-10は24日の水蒸気画像とRSM400hPaの等風速線である。00UTC(図3-2-10左)では東シナ海北部から西日本・関東南岸にかけてJ1対応のバウンダリーB(○●印)が見られる。RSMでは

Bはほぼ400hPaの強風軸に対応している。Bのうち、東シナ海に見られる相対的に明暗が明瞭で、わずかに高気圧性曲率を持つ部分(●印:B-Hとよぶ)の凸の頂上付近には150ktの強風核が見られる。B-Hは09UTC(図3-2-10右)にかけて東進し、関東地方南部をかすめた後関東の東へ抜けている。

館野の高層観測(図3-2-11)によると、400hPa(FL240)の風速は00UTCに124ktであり、B-Hが最も関東に接近したと思われる06UTCには155ktに強まっている。その後12UTCには再び

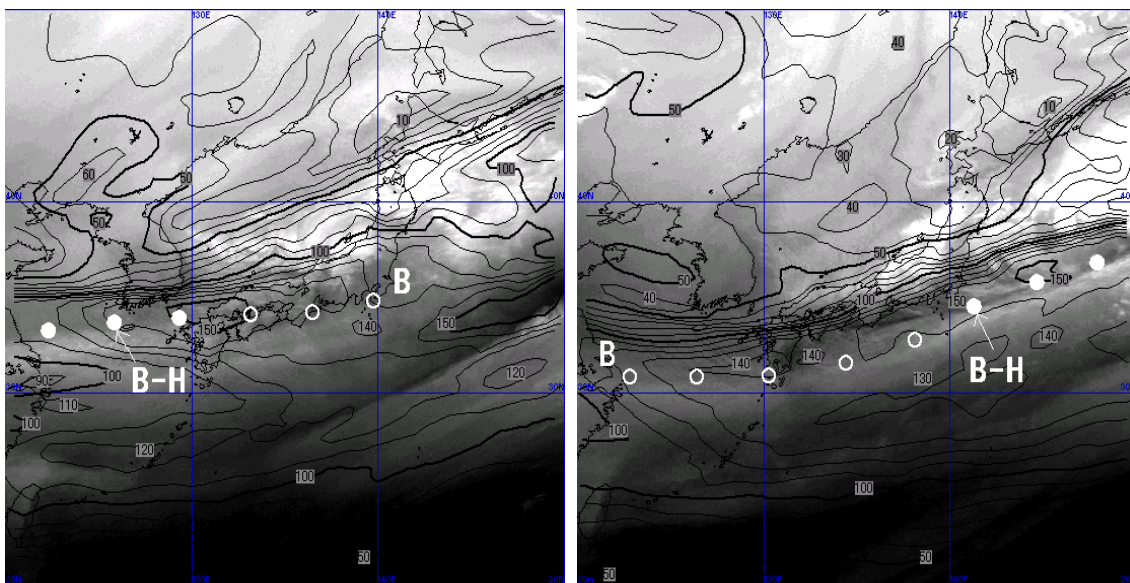


図3-2-10 1998年1月24日00UTC(左)と09UTC(右)の水蒸気画像とRSM400hPaの等風速線(kt)  
○●印B:バウンダリー(●印B-H:Bの高気圧性曲率をもつ部分)

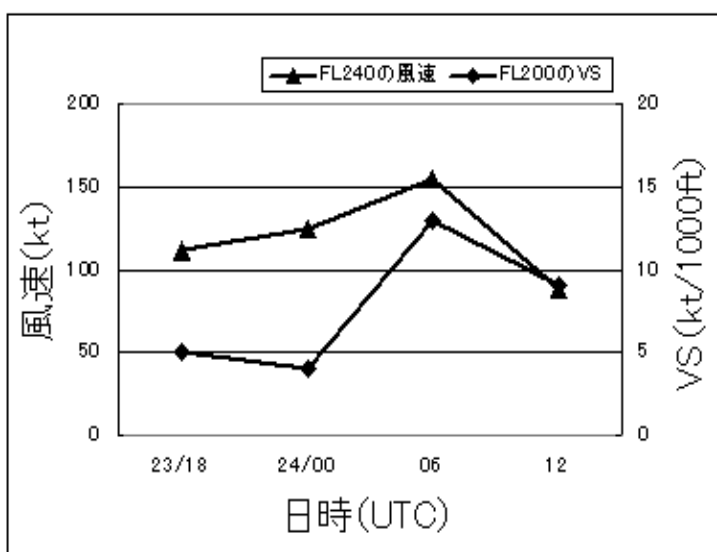


図3-2-11 館野の時刻別の400hPa(FL240)の風速(kt)とFL200のVS(kt/1,000ft)

88kt に弱まっており、前述した強風核が 06UTC 頃関東付近を通過したことを示唆している。また、この強風核の通過に伴い館野の上空 FL160~220 で VS が急激に増加し、06UTC には FL200 で 13kt/1,000ft に達している。

図 3-2-12 は同日 00UTC (上)、04UTC (下) の赤外画像 (左) と可視画像 (右) である。00UTC には、日本海側から中部山岳にかけて寒気に伴う対流雲域が見られるものの関東地方は晴天域とな

っている。

乱気流は、23 日 22UTC 頃から伊豆半島付近から相模湾上空の FL070~110 で発生し始めた。館野の高層観測では、FL080~100 の VS は 5~10kt/1,000ft 程度、RSM で 6kt/1,000ft 程度であった。また、乱気流域は富士山の風下側にあたるが、付近には波状雲は見られない。しかし、RSM では 700hPa で西北西 50kt 前後となっており、山岳の影響による乱気流の可能性が考えられる。

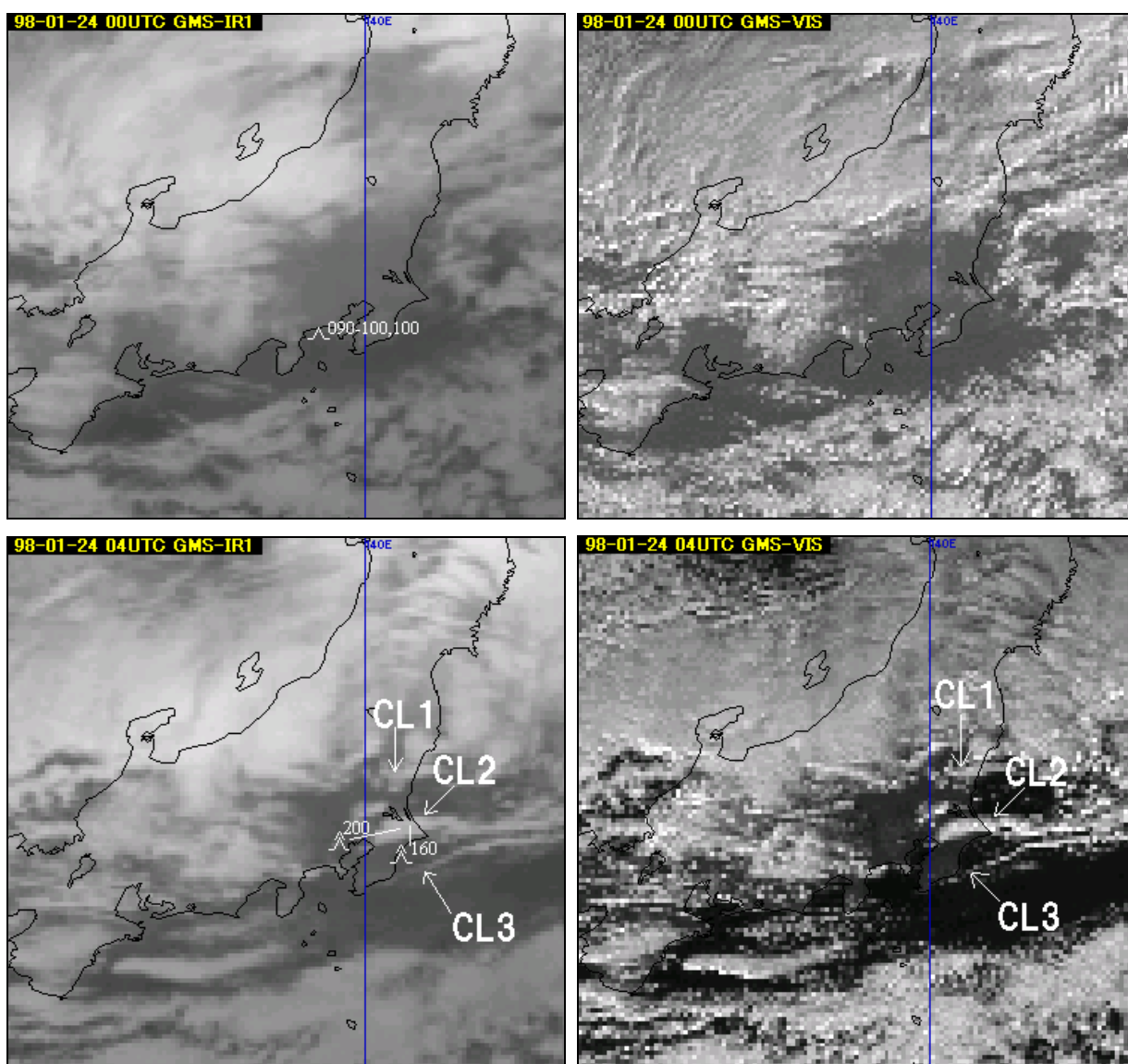


図 3-2-12 1998 年 1 月 24 日の赤外画像 (左) と可視画像 (右) (上 : 00UTC 下 : 04UTC)

CL1、CL2、CL3 : 対流雲列

乱気流印 : 赤外画像に撮像時刻 (正時の約 20 分前) ±30 分

以内の報告のみを表示し、その右上に高度 (FL) を表示した。

04UTC (図 3-2-12 下) には、可視画像で 3 本の雲列 CL1、CL2、CL3 が関東地方で明瞭化している。これらは凹凸がありごつごつしており、対流雲域であることが分かる。赤外画像では CL1、CL2 の輝度はやや高く、Cg を含んでいる。最も明瞭な CL2 の南縁は中部山岳で分流した西南西と西北西の風の収束により形成された地上のシャーライン SL に対応している (図 3-2-13)。CL1、CL3 は 06UTC にかけて不明瞭化した。CL2 はやや衰弱しながらも千葉県北部に停滞した。

乱気流は、03UTC に CL1 付近の FL160 で「強」1 件、02~07UTC にかけて CL2 付近の FL130~200 で「強」3 件を含む 7 件、CL3 付近の FL110~120 で 2 件発生した。図 3-2-14 は 2 件の「強」の乱気流が発生した 04UTC の RSM 鉛直断面図 (図 3-2-9 の A-B に沿った断面) である。バウンダリー B に対応するジェット気流 J1 の下方に、明瞭な転移層に伴う VS の極大域が広がっており、「強」の乱気流域では約 9kt/1,000ft である。また、TBB から求めた CL2 の雲頂高度は約 550hPa (FL160) であり、「強」の乱気流はいずれも CL2 の雲頂付近からそのすぐ上方で発生している。

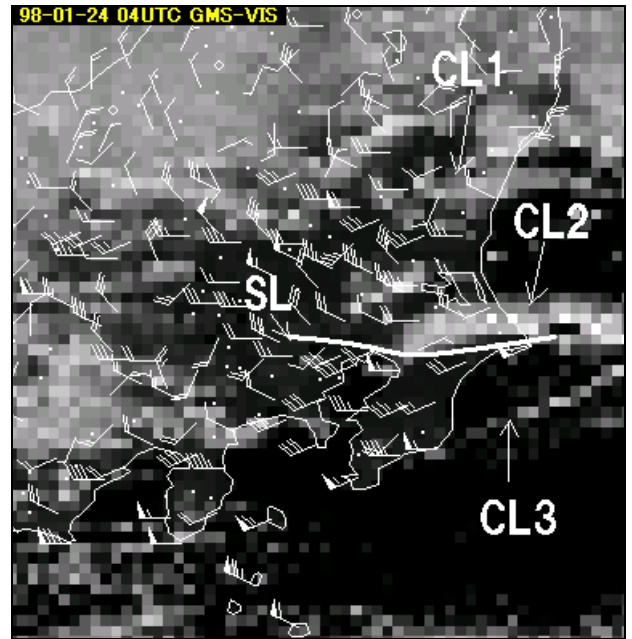


図 3-2-13 1998 年 1 月 24 日 04UTC の可視画像とアメダスの風  
長矢羽：2 (m/s) 実線 SL：地上のシャーライン  
CL1、CL2、CL3：対流雲列

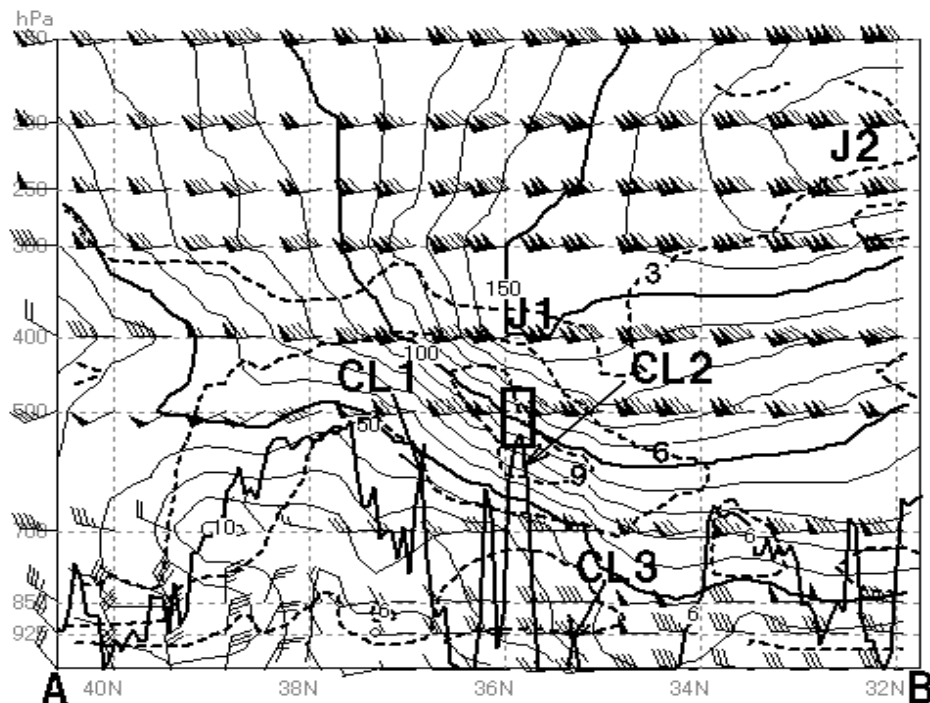


図 3-2-14 1998 年 1 月 24 日 04UTC の RSM 鉛直断面図 (図 3-2-9 の A-B に沿った断面)  
実線：等風速線 (kt) 破線：VS (kt/1,000ft) J1、J2：ジェット気流  
CL1、CL2、CL3：対流雲列対応の TBB の極大 四角：乱気流域



図 3-2-15 は同 07UTC (左) と 10UTC (右) の赤外面像である。CL2 は 06UTC 過ぎから再び発達しながら南下し始め、10UTC には房総半島南端に達している。この段階では CL2 は西風と北西風の風向差の大きい地上のシヤーライン SL に対応している (図 3-2-16)。

乱気流は 10UTC にかけて CL2 付近の FL100~150 で 6 件発生しており、このうち「強」の 1 件

はほぼ CL2 の発達のピーク時 (10UTC 頃) に対応していた。

図 3-2-17 は 10UTC の RSM 鉛直断面図 (図 3-2-9 の A-B に沿った断面) である。J1 は 04UTC (図 3-2-14) と比べると南下しており、風速もやや弱まっている。そして 500hPa (FL180) 付近にあった VS の極大域は弱まり、600hPa (FL130) 付近に移っている。04UTC の VS 極大域は鉛直方向の風

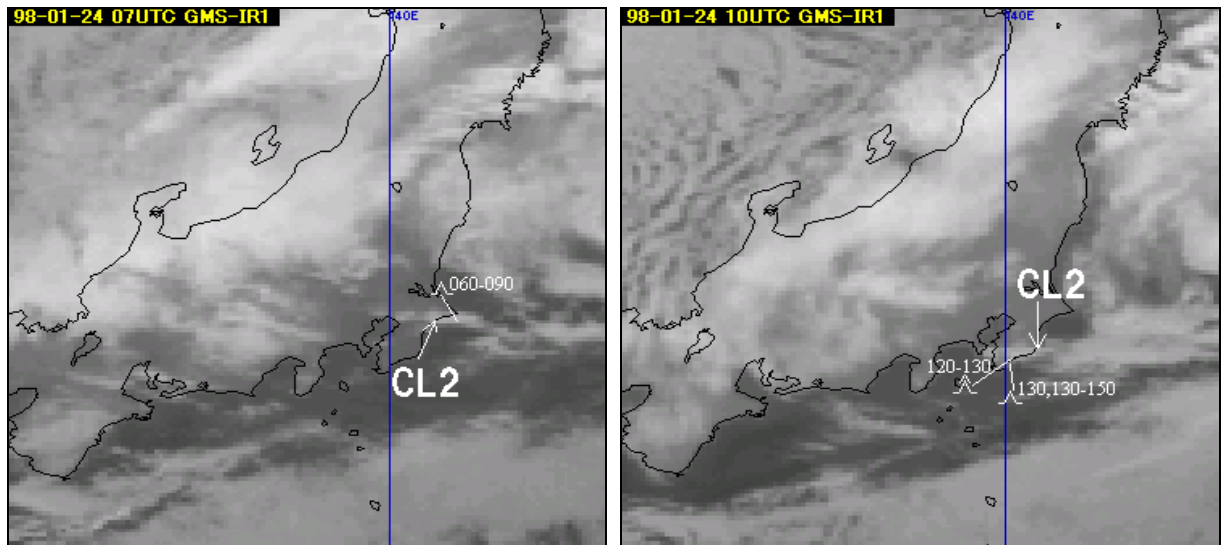


図 3-2-15 1998 年 1 月 24 日 07UTC (左) と 10UTC (右) の赤外面像

CL2 : 対流雲列 乱気流印 : 撮像時刻 (正時の約 20 分前) ±30 分以内の報告のみを表示し、その右上に高度 (FL) を表示した。

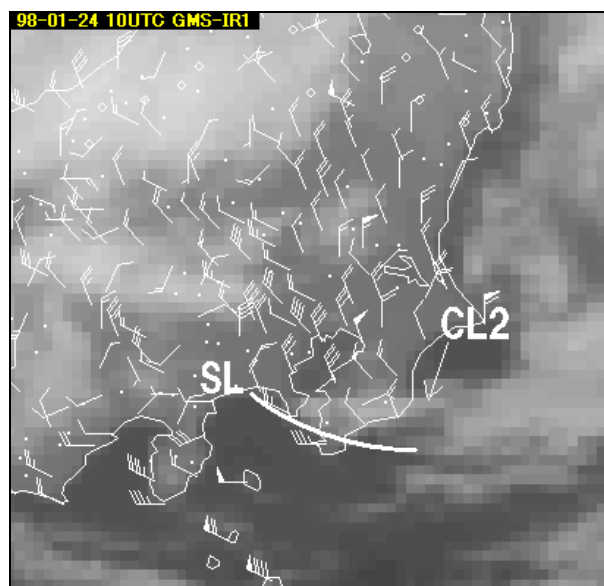


図 3-2-16 1998 年 1 月 24 日 10UTC の赤外面像とアメダスの風

長矢羽 : 2 (m/s) 実線 SL : 地上のシヤーライン CL2 : 対流雲列

向差がなく、主に前述した強風核の接近により生成されたものと考えられる。

一方、10UTC の VS 極大域は強風核の通過後であり、700hPa (FL100) 以下で見られる地形の効果による北西風 (図 3-2-18) と、それより上層の西風との風向差によって生成されたものと考えられる。

また、TBB から求めた CL2 の雲頂高度は約 550hPa (FL160) であり、「強」の乱気流は CL2

の雲頂付近で発生している。

平井 (1998) は急速に進む局所的な変形域 (VS の増大域) に下層の重力波が介在する場合は「強」の乱気流が発生しやすいとし、この事例ではシャドーラインの形成・移動と「強」の乱気流の発生位置・時刻が対応しているように見え、下層収束の強まりがプラスの効果として働いた可能性があるとしている。

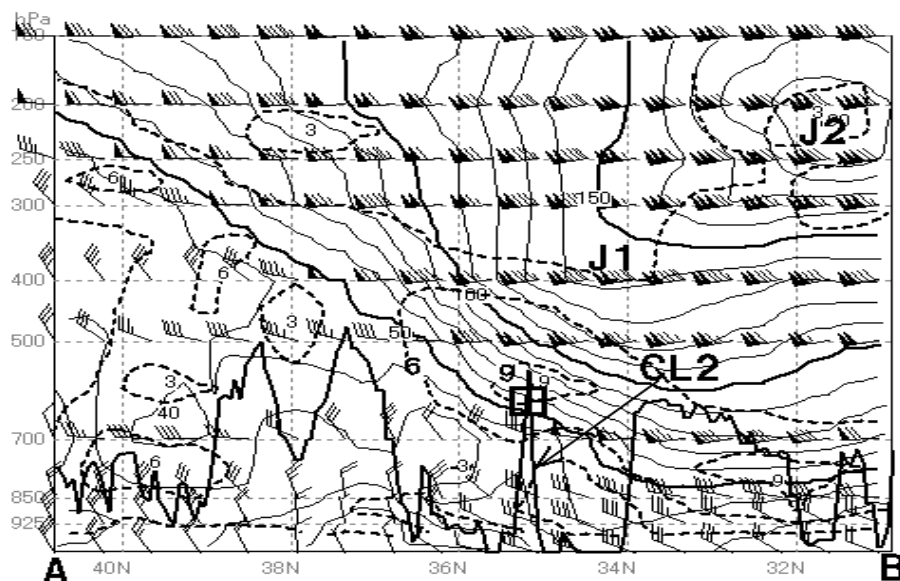


図 3-2-17 1998 年 1 月 24 日 10UTC の RSM 鉛直断面図 (図 3-2-9 の A-B に沿った断面)  
 実線 : 等風速線 (kt) 破線 : VS (kt/1,000ft) J1, J2 : ジェット気流  
 CL2 : 対流雲列対応の TBB の極大 四角 : 乱気流域

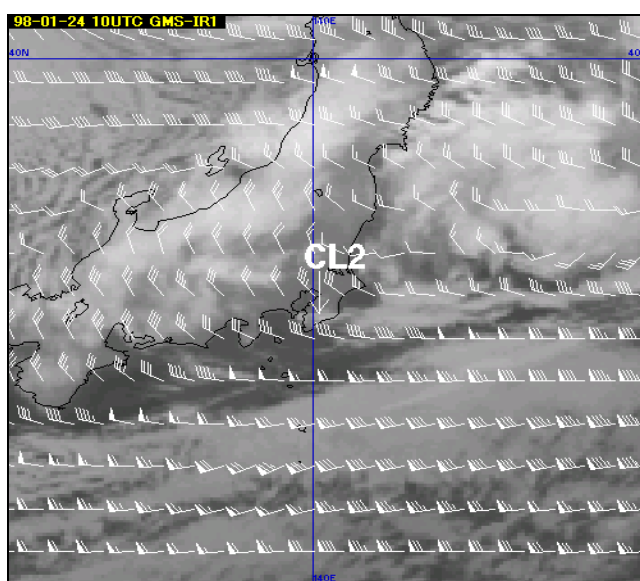


図 3-2-18 1998 年 1 月 24 日 10UTC の赤外画像と RSM700hPa の風 (kt)  
 CL2 : 対流雲列

### 3.2.2 風下波による波状雲 (Lee Wave Clouds)

#### (1) 風下波による波状雲について

衛星画像で山岳波に関連して見られるものには、波状雲、地形性 Ci 及び山脈の風下側に現れる水蒸気画像の暗域がある。地形性 Ci 及び山脈の風下側に現れる水蒸気画像の暗域については、3.1.5 項で述べた。ここでは波状雲について述べる。

Durran (1986) によれば、上記の波状雲は「捕捉された風下波」によって発生する。「捕捉された風下波」とは、山岳によって生じた大気の波動(山岳波)のうち、地表と中層との間に捕捉され、風下側の遠くまで伝播する波動である。これが一般に言う風下波である(小倉、1997)。ここでも風下波を「捕捉された風下波」の意味で使う。「捕捉された風下波」や以下で述べるスコラー数については、P115 のコラムに説明がある。

なお、研究者によっては山岳波を風下波の意味で用いている場合もある。また風下波は風下山岳波とも呼ばれる。論文を引用する場合には、その論文で用いられている用語をそのまま引用した。

線形理論では山岳波がどのような形態となるかは、山の形状とスコラー数 ( $l$ ) と呼ばれるパラメータで決まる。図3-2-19に風下波の計算例を示す。図のような風下波の場合には、上昇流域で飽和すれば波状雲として可視化される。飽和しなくとも、事例2で示すように水蒸気画像で波状の模様として観測される場合もある。

気象衛星センター (1983) によれば、風下波に伴う波状雲の発生条件は次の通りである。

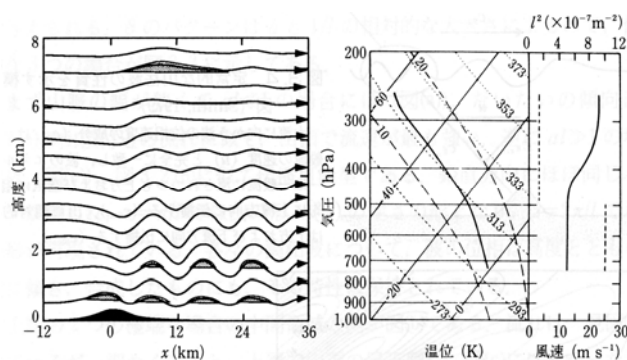


図3-2-19 線形風下山岳波の計算例 (Durran., 1986)

左図：右図のスコラー数の高度分布の時、孤立したバル状山岳を越す定常的な流れの流線

右図：温度(左側の実線)と風速(右側の実線)の高度分布とそれから計算したスコラー数(右側の点線)の高度分布。小倉 (1997) から引用

- ① 山頂付近より上層まで、かなり深い層にわたって安定成層(絶対安定)をなす。
- ② 最下層を除き、全層にわたってほぼ一定風向であり、山脈の走向にほぼ直交した風向である。
- ③ 山頂付近で 10m/s 程度以上の風速である。
- ④ 雲を形成するに足る水蒸気が存在する。
- ⑤ スコラー数が減少する成層の中で発生する。

Corby (1957) は、英国での観測から、風下波の波長と風速とは密接な関係があり(相関係数 0.91)、対流圏の平均風速から波長をかなりの程度推定できるとしている(図3-2-20)。また風下波の振幅は、特定の波長で大きいことを示し、それは風下波の波長と地形の波長とが一致するよなときの共鳴効果によるとした。また逆転層の中で振幅は最大となるとしている。

荒川 (1975) によれば、米国の山越え気流の立体観測で、

- ① 弱い山岳波の場合には波長が短く(4~10km)
- ② 発達した山岳波の場合には波長は長い(20~30km)
- ③ 発達した山岳波の場合には対流圏中層に逆転層が存在し、対流圏上部の風速の鉛直シヤーが大きい等とされている。

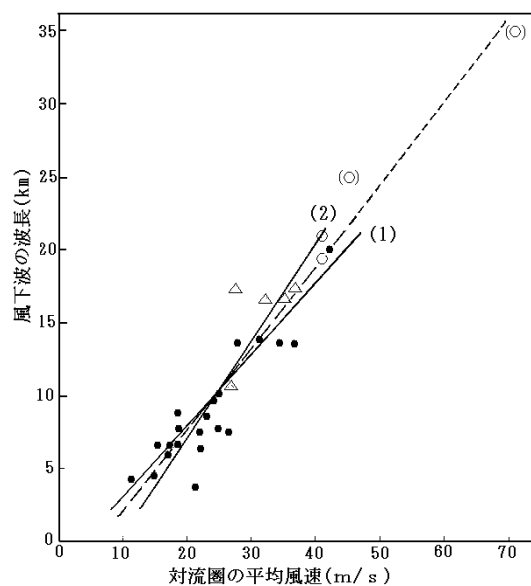


図3-2-20 対流圏の平均風速と風下波の波長の関係  
黒丸：Corby (1957) のデータ、三角：衛星画像データ、直線(1)：平均風速に対する波長の回帰直線、直線(2)：波長に対する平均風速の回帰直線 (Anderson, 1966) . Atkinson (1981) から引用。破線は直線(1)と(2)の平均と思われる。点線は破線を延長したもの。図中の白丸は後で示す事例1、( ) 付き白丸は事例2で測定されたもの。

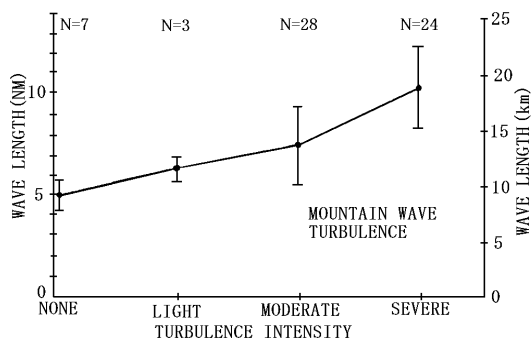


図 3-2-21 12,000ft 以下の高度の軽飛行機から報告された乱気流強度と GOES の画像で観測された波状雲の平均波長 (Ellrod, 1985) N はそれぞれの乱気流強度の報告数。

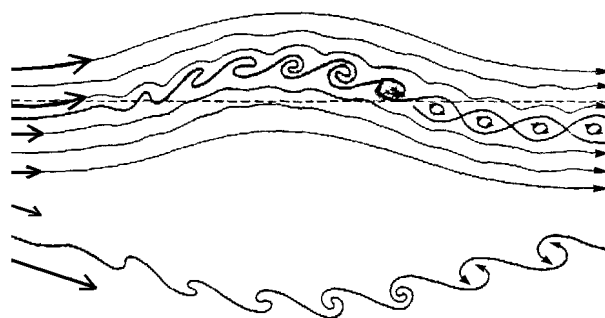


図 3-2-22 鉛直変位が与えられて発生した K-H 波  
上側の図は上層側の風速が強い場合、  
下側の図は下層側の風速が強い場合。  
吉野 (1987) から引用。

Ellrod (1985) は、波状雲の波長と乱気流の関係进行调查し、波状雲の波長が長いほど乱気流の強度は強い傾向にあるとしている (図 3-2-21)。

上記のようなことが、そのまま日本の山脈にも当てはまるとは限らないが、波状雲 (風下波) の波長と、風下波の振幅及び乱気流とは密接に関連していると考えられる。

中山 (1989) は、Ludlam (1967) の写真観測の研究を引用し、「鉛直シヤーが大きい所にできる (風下波に伴う) レンズ雲の中には、それより波長の短いケルビンヘルムホルツ波 (K-H 波) が発生し、それによって乱気流がある (図 3-2-22 の上側の図)。この K-H 波は浪雲 (billow clouds) として観測される (この浪雲は写真で観測されたもので、3.1.2 項で述べた衛星で観測される浪雲の波長より短いものようだ)。一方、滑らかなレンズ雲では強い上昇・下降流はあっても乱気流はないのが普通である」としている。

吉野 (1987) は、上記の K-H 波の発生理論を紹介している。図 3-2-22 はそのモデル図である。上側の図は、上層側の風速が強い場合である。この場合は、風下波の谷から峰に向かう鉛直変位によって、風の鉛直シヤー (VS) が大きく (リチャードソン数 (Ri) は小さく) なり K-H 波が発生する。峰で Ri が最小となりそこで K-H 波が碎波する。下層側の風速が強い下段の図の場合には、谷で Ri が最小となりそこで K-H 波が碎波する。

## (2) 事例

### 事例 1 2000 年 1 月 25 日の事例

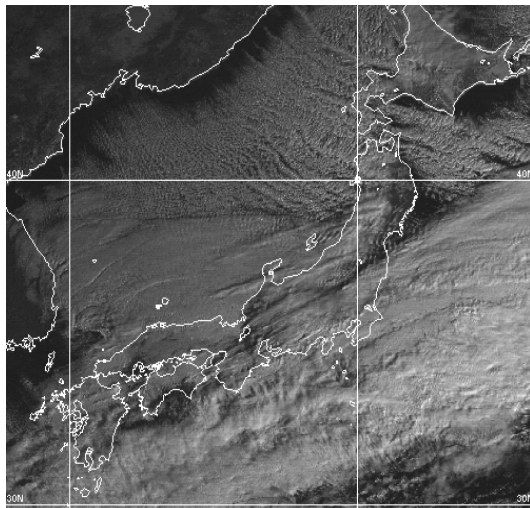
この事例では、風下波に伴う波状雲域で各 1 件の「並」と「強」の乱気流の報告があった。

図 3-2-23 に 25 日 00UTC の衛星画像を示す。本州南岸から南海上には前線に対応する雲バンドがあり、日本海中部から北日本の日本海沿岸には強い寒気に伴う筋状雲が広がっている。

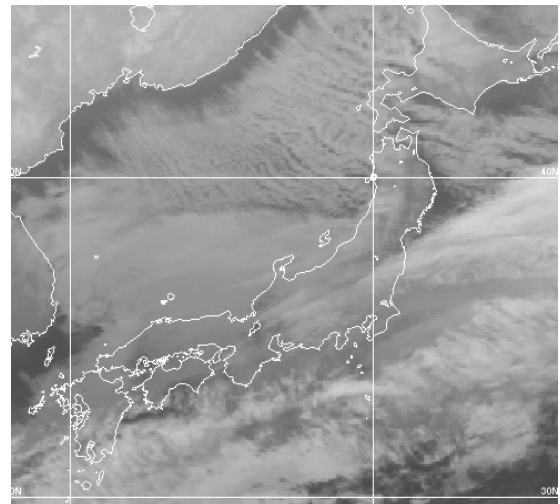
図 3-2-24 は、乱気流があった頃の 01UTC と 05UTC の拡大した画像である。乱気流は、それぞれ図中の円中心で発生した。円内及びその周辺付近には奥羽山脈によって発生したと思われる波状雲がある (佐渡島からその東側にも波状雲が見られる)。円付近では、可視画像のある 24 日 23UTC ~ 25 日 08UTC の長時間にわたって波状雲の存在が確認できた (赤外面像だけでは水平解像度から波状雲の識別は難しい)。

乱気流と波状雲及び VS などの観測結果を以下に示す。

- 仙台空港付近 (図 3-2-24 の円中心) で、0048UTC に FL070~090 で「並」の乱気流、0508UTC に FL060~090 で「強」の乱気流の報告があった。
- 乱気流の発生した領域には波状雲があり、その波長は 17~22km 程度で時間とともに長くなる傾向にあった。この波長は図 3-2-21 を単純に適用すると、「強」の乱気流が起こり得る波長である。
- この波状雲の TBB を測定すると、各時刻の最も低い TBB は -18~-19°C であった。図 3-2-25 (a) に示した仙台の気温 (実線) では、この TBB にはおおよそ 780~625hPa (約 FL070~130) の気温が対応する。気温と露点温度の差から見て、雲頂高度は 780hPa (FL070) または 700hPa (FL100) 付近と推定される。
- (a) と (c) から、乱気流は波状雲の出現している高度付近で発生したと推定される。

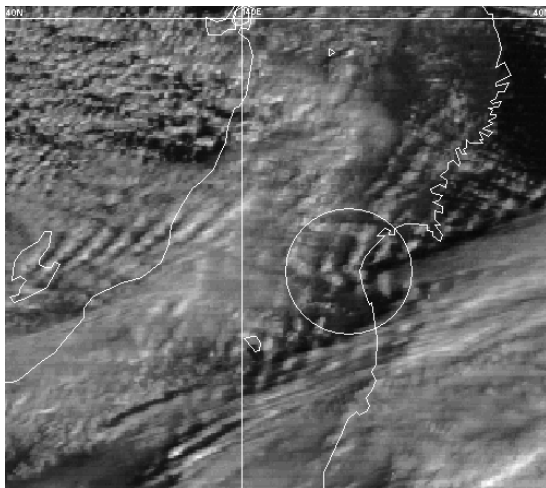


(a) 可視画像

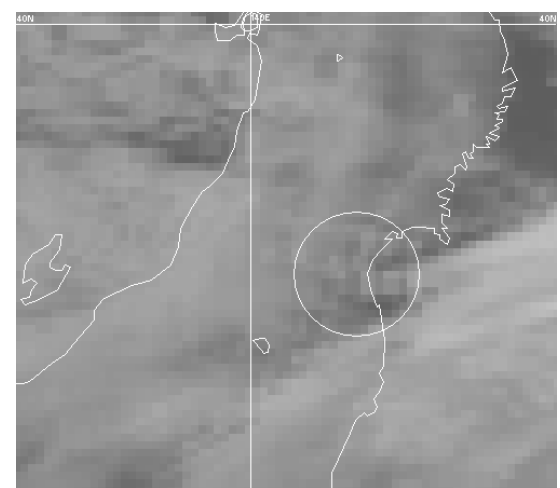


(b) 赤外画像

図 3-2-23 2000 年 1 月 25 日 00UTC の衛星画像

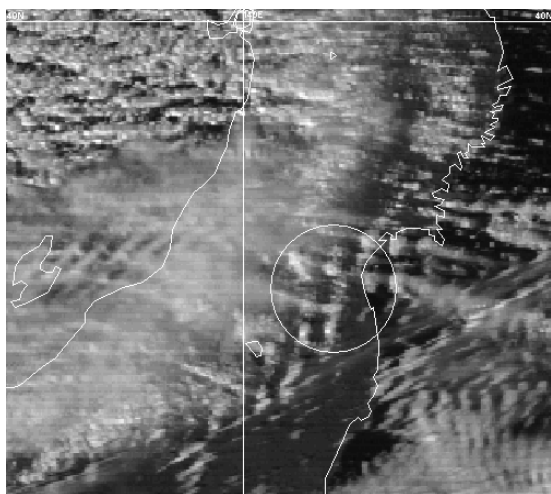


(a) 25 日 01UTC の可視画像

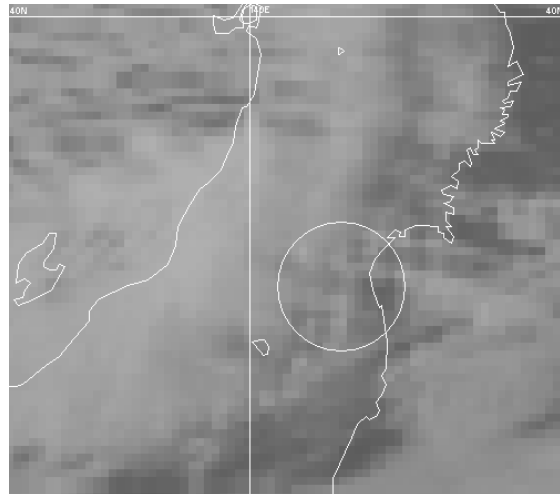


(b) 25 日 01UTC の赤外画像

25 日 0048UTC に円中心 FL070~090 (約 780hPa~720hPa) で「並」の乱気流があった。



(c) 25 日 05UTC の可視画像



(d) 25 日 05UTC の赤外画像

25 日 0508UTC に円中心の FL060~090 (約 810hPa~720hPa) で「強」の乱気流があった。

図 3-2-24 2000 年 1 月 25 日の衛星画像と乱気流の発生位置

(e) 仙台の高層観測では、「並」の乱気流のあった時刻に近い00UTCのVSは、FL060~080で18kt/1,000ftと非常に大きかった(Riは0.33)。「強」の乱気流があった時刻に近い06UTCの同じ層のVSは10kt/1,000ftとやや大きかった(06UTCは気温の観測をしていないためRiは計算できない)。

「強」の乱気流があった頃のVSはやや大きい程度であるが、図3-2-22のモデル図のような機構でK-H波が発生した可能性が考えられる。

(f) 図3-2-24(a)の可視画像では、円の中心付近で、「く」の字型の波状雲が見られる。図3-2-24(c)と(d)の画像では、西北西から東南東に飛び飛び(波状)で、全体としては線状である雲が見られる。これらの形状の雲が乱気流と関係している可能性も考えられるが、詳細は不明である。

次に、波状雲がどのような環境で発生したかを見る。図3-2-25(c)に示したスコラー数は、610hPa付近から下層で大きく、上層で小さい。この鉛直分布は図3-2-19(右)の破線と定性的には同じような分布である。このスコラー数の大きい層内で風下波が発生し、それが波状雲として可視化されたものと見ることができる。

図3-2-25とP101で述べた波状雲の発生条件を比較すると、次のように一致する(○数字は5つの条件に対応)。

① 780~520hPaは飽和相当温位が上層ほど高いので

絶対安定である。絶対安定な層、すなわち安定層(逆転層を含む)はかなり厚い。

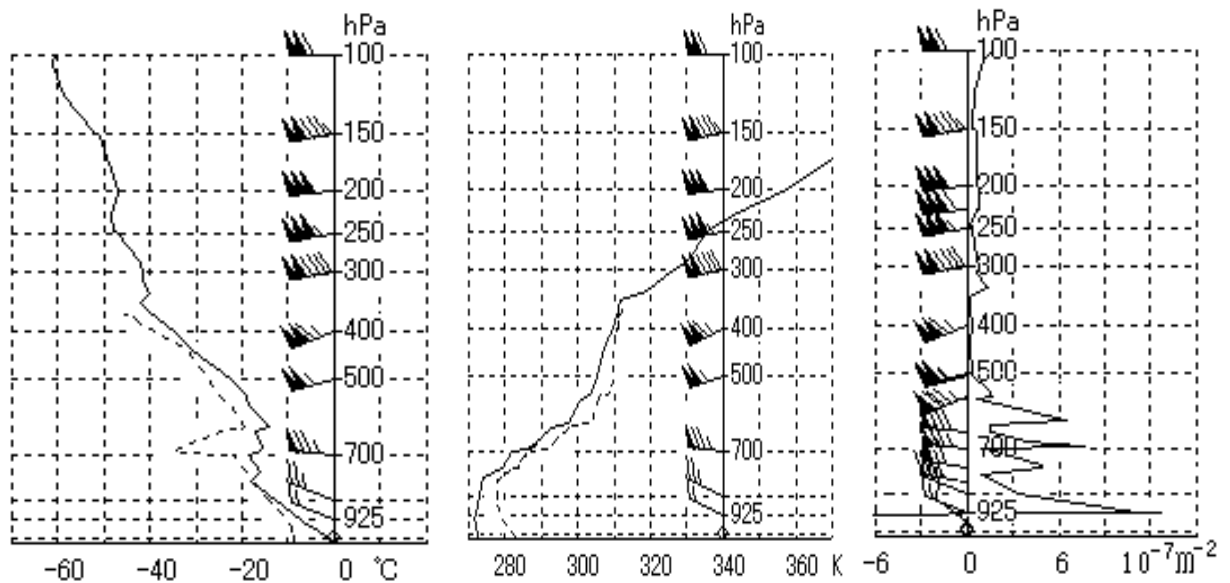
② 風向は925hPaより上層で西北西から西南西である。すなわち、最下層を除く風向は、ほぼ南北走行の奥羽山脈に対しおおよそ直交する。

③ 奥羽山脈の高さは5,000ft程度である。この高度に対応する850hPaの風速は12m/sである。

④ 900~780hPaはほぼ飽和、780~700hPaは気温と露点温度の差が3.6°C以下で湿っている(この場合、飽和するためには35hPa(約1,200ft)の上昇が必要である)。

⑤ スコラー数は600hPaより下層で大きく、それより上層で小さい。

波状雲の波長と風速の関係について見る。波長は00UTCで約18km、06UTCで約21kmであった。仙台の高層観測では00UTC及び06UTCとも対流圏内の平均風速は41m/sであった(06UTCには気温の観測がなく圏界面は不明であるため、00UTCの圏界面350hPaと同じとした。平均風速は2,000ft毎に内挿した風速の平均とした)。これらの関係を図3-2-20に白丸で記入してある。白丸は図中の回帰直線付近に分布している。すなわち、この事例は、Corby(1957)が示した風下波の波長と対流圏の平均風速との関係に一致している。



(a) 気温(実線)と露点温度(破線) (b) 温位(実線)と飽和相当温位(破線) (c) スコラー数( $l^2$ )

図3-2-25 2000年1月25日00UTCの仙台高層観測から得られた各種の鉛直分布

## 事例2 2000年12月10日から11日の事例

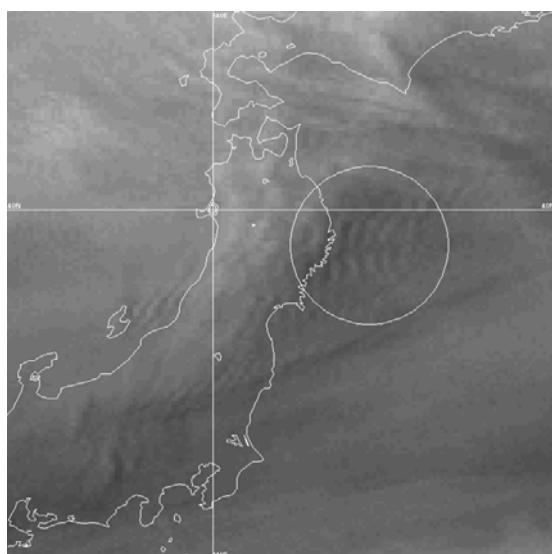
この事例は、赤外面像や可視画像では波状雲は見られないが、水蒸気画像で波状パターンが観測された例である。この事例では乱気流の報告はなかったが、このような波状パターンが乱気流と関連する可能性も考えられる。

図3-2-26 (a) に波状パターンが最も明瞭な10日20UTCの水蒸気画像を、(b) に11日00UTCの水蒸気画像を示した。図中の円内及び周辺に波状のパターンが見られる。図3-2-27は図3-2-26(b)と同時刻の赤外面像と可視画像である。これらの画像では波状雲はない。なお、図3-2-26 (a) で佐

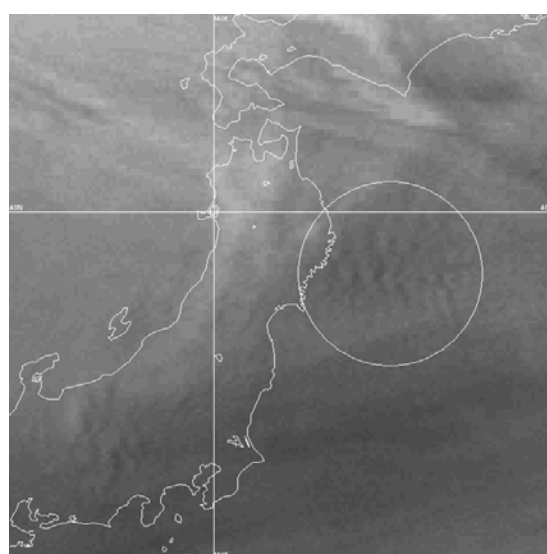
渡島の東側に見られる波状パターンは、赤外面像でも波状雲があり、図3-2-27 (右) の可視画像ではその名残が見られる。

図3-2-27で日本付近の海上には筋状雲が分布している。これは、日本付近が寒気場内であることを示し、また、筋状雲の走向は下層の風がおおよそ西北西の風であることを示している。前述の波状パターンは、東北地方の脊梁山脈の風下側に出現し、ほぼ同じ所に持続していることから、風下波に伴う可能性が考えられる。

波状パターンを詳しく見ると、20UTCでは波長は25km程度である。その後次第に規則性が崩れ、

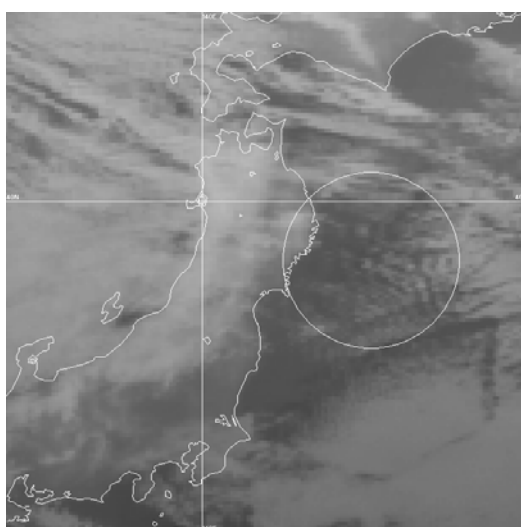


(a) 10日20UTC

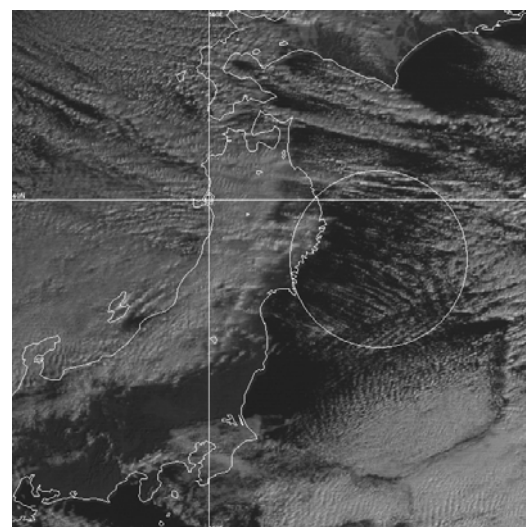


(b) 11日00UTC

図3-2-26 2000年12月10～11日の水蒸気画像



(a) 赤外面像



(b) 可視画像

図3-2-27 2000年12月11日00UTCの衛星画像

11日00UTCでは、25km前後と35km前後の波長が混在している。

波状パターンの高度について見る。一般的には、水蒸気画像は中・上層の水蒸気の多寡を表現する。中・上層の気温が低く乾燥している場合には、より下層の水蒸気分布を表す。図3-2-28(a)に示した仙台の気温と露点温度の差を見ると、700hPaより上層は非常に乾燥し、700hPaより下層は湿潤である。この湿った層に波動が起これば水蒸気画像で波状パターンが形成され得る。

水蒸気画像と赤外面像をディスプレイ上に表示し、これらの画像を切替ながら詳細に比較すると、水蒸気画像での波状パターンの白い部分には、赤外面像でも部分的に雲が存在する。この雲のTBBを測定すると、最も低いのは $-16.5^{\circ}\text{C}$ であった。このTBBは、図3-2-28(a)の気温では、700hPa付近にある逆転層の下端735hPa付近の気温に相当する。したがって、この逆転層付近で生じた波動により、水蒸気画像の波状パターンが生じたと考えられる。

次に風下波が起こり得る状況かを見る。図3-2-28(c)に示したスコラー数は、500hPa付近より下層で大きく、それより上層で小さい。この鉛直分布は図3-2-19(右)の破線や図3-2-25(c)と似ており、風下波が発生し得ると考えられる。下層のスコラー数は、図3-2-25(c)より小さい。こ

のことは、波状パターンの波長が、事例1の波状雲の波長より長いことに対応すると見られる。

図3-2-28とP101で述べた波状雲発生条件を比較すると、全て条件を満たしている(逆転層下の湿潤層は事例1に較べやや乾燥している)。

以上のことから、水蒸気画像に現れた波状パターンは、700hPa(FL100)付近に発生した風下波が可視化されたものと推定される。

波状パターンの波長と風速の関係をみる。前述したように、11日00UTCでの波長は25km前後と35km前後が混在していた。図3-2-28(a)で第1圏界面は402hPa、第2圏界面は165hPaである。第1圏界面より下層の平均風速は45m/s、第2圏界面より下層の平均風速は71m/sであった。この波長と風速の関係を図3-2-20に( )付きの丸印で記入してある。その際、波長25kmに対し第1圏界面下の平均風速、波長35kmに対し第2圏界面下の平均風速を対応させている。これらは、図3-2-20の回帰直線(破線)の延長上(細破線)にある。ただし、このことはこの事例1例のみの結果であり、他の事例による検証の必要がある。

なお、11日00UTCの仙台の高層観測によると、波状雲の推定された高度FL100の上下4,000ftの層では、VSは6kt/1,000ft以下と、「強」の乱気流のあった事例1に比べ小さかった。

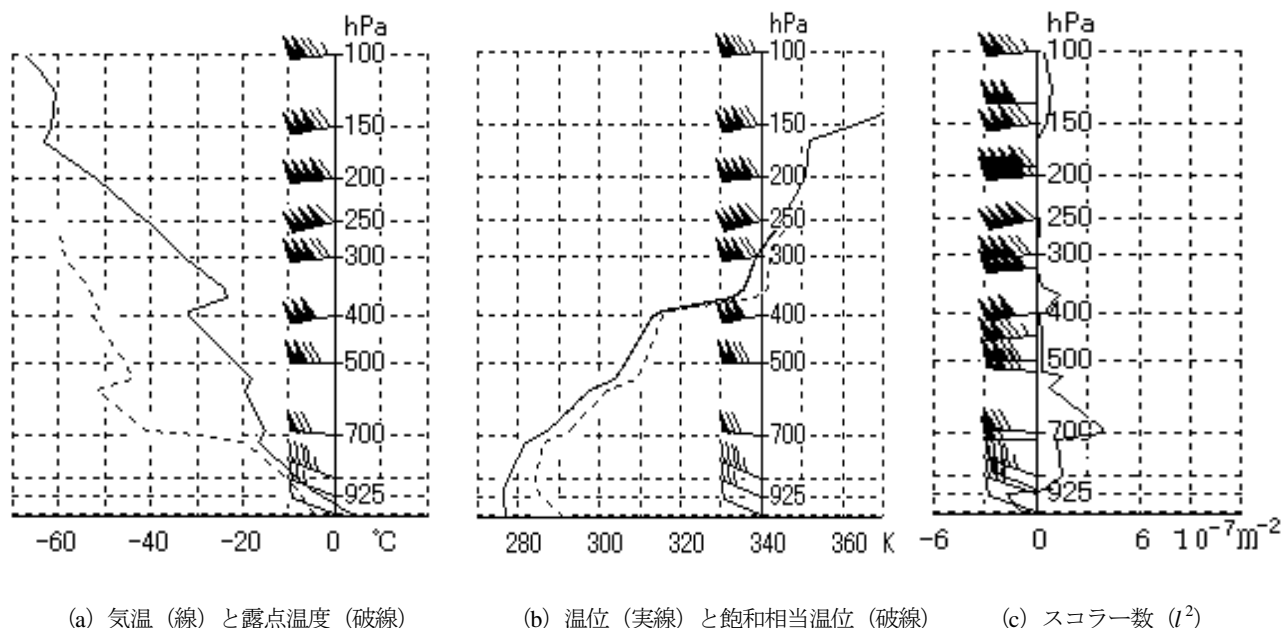


図3-2-28 2000年12月11日00UTCの仙台高層観測から得られた各種の鉛直分布



### 3.3 低層の乱気流とウインドシヤー

ここでは高度2,000ft以下の乱気流またはウインドシヤーの資料を用いているので、低層乱気流または低層ウインドシヤーという用語を「高度2,000ft以下の乱気流またはウインドシヤー」として使用する。

低層乱気流や低層ウインドシヤーは、航空機の運航に悪影響をもたらす。特に、離着陸時に失速限界寸前である大型機には重大な影響を及ぼす。気象庁(1998)によれば、低層乱気流や低層ウインドシヤーの発生条件として、①低層強風、②前線やじょう乱の接近による風の水平シヤーや鉛直シヤー、③雷雲や地形の影響による局地的な上昇・下降気流、④山岳波などが確認されている。

ここでは、低層乱気流または低層ウインドシヤーと特に記述する以外は、それらを区別せず LLWS (Low Level Wind Shear) と略記する。

なお、ここで用いた LLWS の資料は、主として航空気象官署が調査のために特別に収集したものである。LLWS のうち低層乱気流の報告には、その強度が含まれている。一方ウインドシヤーについては、強度の規定がないため、強度は報告されないのが普通である。しかし、中には強度も報告されている場合もある。以下に示す事例では、強度が報告された場合にはそれを記述した。また、高度については、2000ft 以上を含む場合を除き特に記述しなかった。

#### 3.3.1 LLWS 発生時の雲の特徴

衛星では LLWS を直接的には観測できないが、衛星画像で見られる対流雲列、Cb、波状雲や低気圧に伴う雲域の相対的な位置などから間接的に LLWS の発生しやすい状況を推測できる場合がある。対流雲列は寒冷前線や局地的なシヤーラインに、低気圧に伴う雲域などの明瞭な雲の縁は風の水平シヤーや鉛直シヤーに密接に関連している。波状雲は山岳波の一種である風下波に伴って出現する。また、Cb 周辺には強い上昇・下降流があり、ダウンバーストやガストフロントを伴うことがある。したがって、これらの雲が出現しているとき、その近傍で LLWS が発生する可能性があると考えられる。

上記のような観点で、伊藤ら(1989a)は、新千歳、函館、仙台、新潟、羽田及び福岡の5つの空港について、報告のあった LLWS について雲の特徴を調べた。以下、主として伊藤らの調査結果を引用する。

LLWS の報告があった時の雲の特徴には、いくつかの空港に共通なものと、特定の空港に顕著に見られるものがある。それらの雲の特徴には、LLWS と直接的に関連するものと、単に LLWS が発生しやすいという総観場を示すものがあると考えられる。

#### (1) 各空港に共通な雲の特徴

いくつかの空港に共通して見られる雲の特徴の模式図を図3-3-1に示す。

図中の①は閉塞前線、寒冷前線または停滞前線に対応する。対流雲列または雲域の南縁として認識される。対流雲列や明瞭な雲の縁の場合は、風の水平シヤーや鉛直シヤー(以後風のシヤーと略す)、対流に伴う上昇・下降流があり、直接的に LLWS に関連すると考えられる。一方、対流雲列や雲域の縁が不明瞭な場合は、単に前線付近という総観場を示しているにすぎないものと考えられる。

②は波状雲である。波状雲の大多数は寒気場内で発生するが、温暖前線付近に発生するものや、寒冷前線に対応する雲バンドから変化するものもある。波状雲は、中層雲または下層雲であり、この層の風下波が可視化されたものである。波状雲(風下波)に伴い低層でも風が乱れている場合があると考えられる。これについては、3.3.3項で述べる。

③は寒気場内の対流雲列である。日本海側では筋状雲であり、太平洋側の場合は一本または数本の対流雲列であることが多い。これらの対流雲列付近では強風や風のシヤー及び対流に伴う上昇・下降流が存在していると考えられる。これについては3.3.2項で述べる。

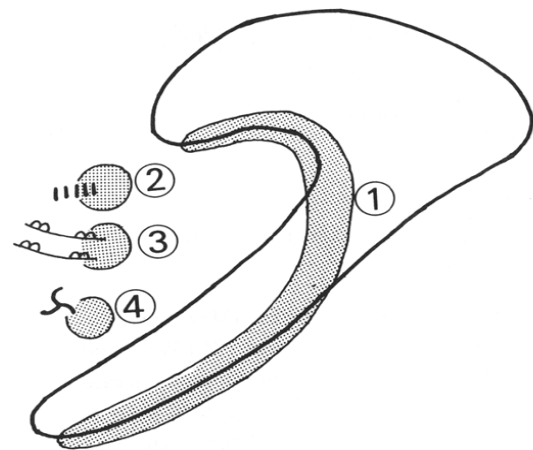


図3-3-1 乱気流発生位置の模式図(伊藤ら、1989a)

太い実線は低気圧に伴う厚い雲域を示す。①～④の点彩域及び記号は本文参照。

④は小規模（メソβスケール）な下層渦である。渦による風の乱れや上昇・下降流、渦周辺での風のシヤアの存在が推測される。寒気場内の下層渦については 6.3 節で、前線帯で発生した小規模な下層渦については 5.3 節で述べる。

事例を図 3-3-2 から図 3-3-10 に示す。なお、衛星観測は 1987 年 3 月までは 3 時間間隔、その後 1 時間間隔である。図中の画像の時刻は日本付近のおおよその撮像時刻である（±数分）。

**事例 1** 低気圧中心付近の対流雲列（雲パターンの分類は図 3-3-1 の①） 1987 年 5 月 3 日

千歳空港で 3 日 0250UTC に「強」の低層乱気流の報告があった。地上天気図では、低気圧が 00UTC に秋田付近、06UTC に浦河付近を発達しながら通過した。下図ではフックが渡島半島のすぐ西海上にあり、不明瞭な対流雲列（図中の矢印）が東北日本海側から北海道南部に伸びている。この対流雲列付近で低層乱気流が発生した。

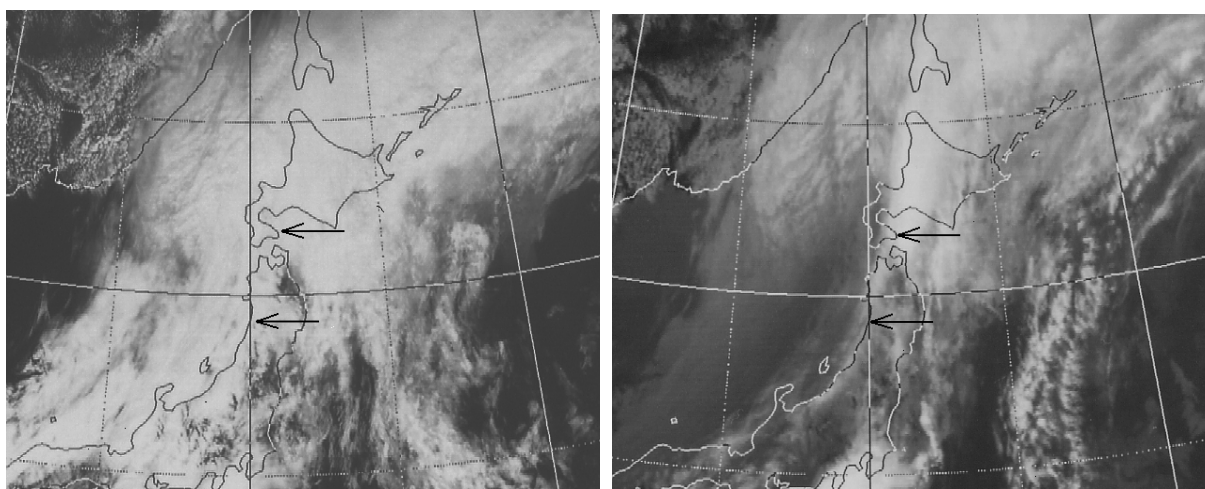


図 3-3-2 1987 年 5 月 3 日 0240UTC の可視画像（左）と赤外画像（右）

（注）：新千歳空港は、1988 年 7 月 20 日から新千歳空港として供用開始したため、供用日以前は千歳空港とした

**事例 2** 閉塞前線に対応する雲バンドの南西縁（雲パターンの分類は①） 1987 年 1 月 8 日

千歳空港で 8 日 0028UTC に「並」の低層乱気流の報告があった。8 日 00UTC の地上天気図では、日本海北部に低気圧があり、閉塞前線が三陸沿岸の閉塞点に伸びている。06UTC にこの閉塞点にあたる根室付近で低気圧が発生した。下図で、閉塞前線に対応する厚い雲バンドの移動を内挿すると、低層乱気流はこの雲バンド南縁付近（図中の矢印）で発生した。なお 0240UTC の衛星観測は欠測である。

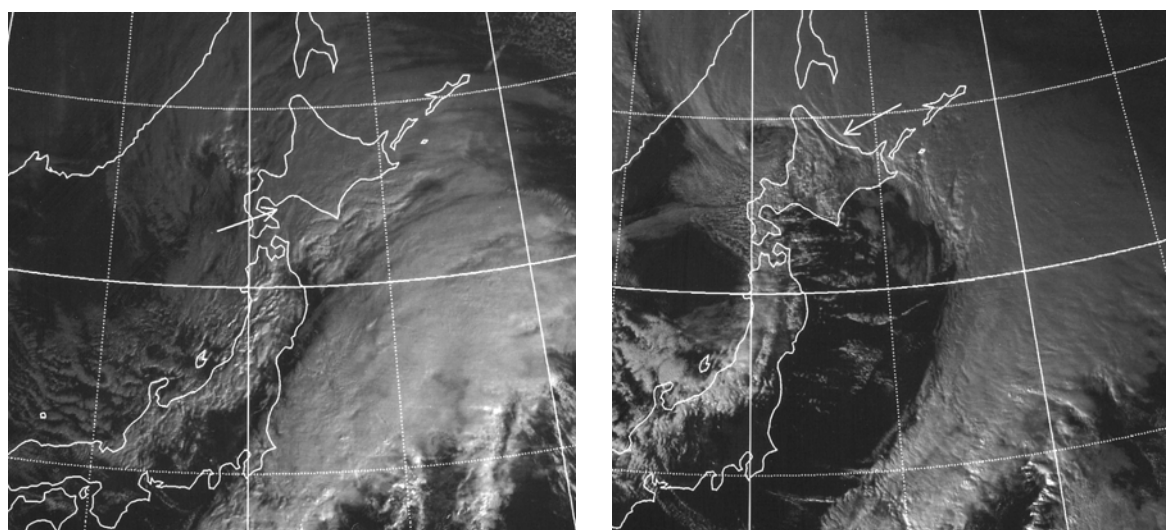


図 3-3-3 1987 年 1 月 7 日 2340UTC の可視画像（左）と 8 日 0540UTC の可視画像（右）

**事例3** 寒冷前線対応の対流雲列（雲パターンの分類は①） 1987年5月13日

千歳空港で13日0100UTCに「並」の低層乱気流の報告があった。13日00UTCの地上天気図では、寒冷前線がオホーツク海北部の低気圧から雲バンドの南縁に沿い、北海道にかかっている。下図では寒冷前線に対応する雲バンド南縁に対流雲列（図中の矢印）があり、低層乱気流はこの対流雲列付近で発生した。

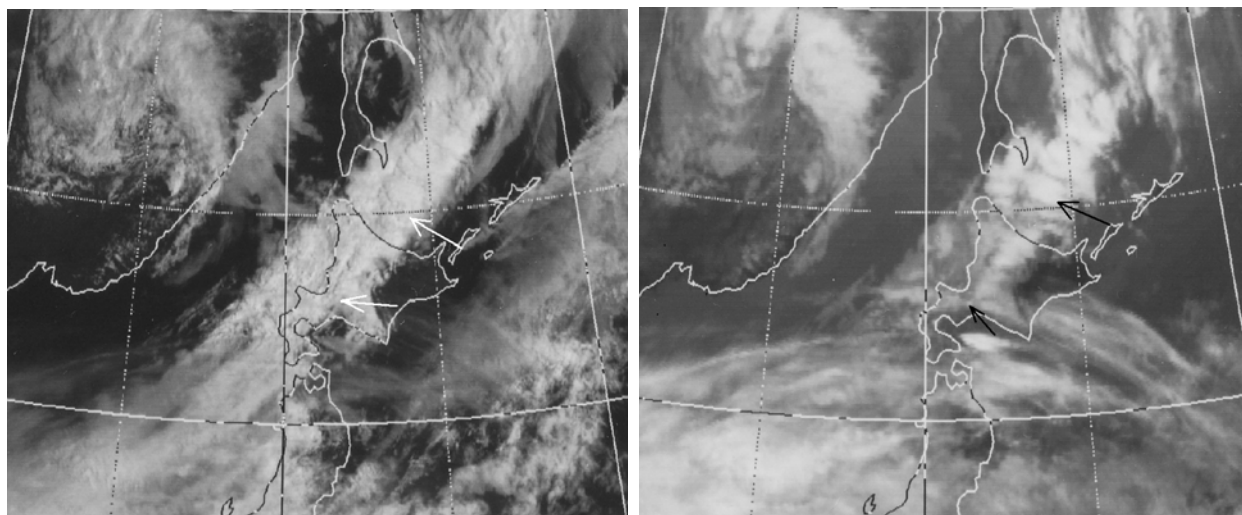


図3-3-4 1987年5月12日2340UTCの可視画像（左）と赤外画像（右）

**事例4** 停滞前線付近の対流雲列（雲パターンの分類は①） 1986年7月15日

福岡空港で15日0000UTCに「並」の低層乱気流の報告があった。15日00UTCの地上天気図では、日本海西部に低気圧があり、停滞前線が低気圧から隠岐島付近、対馬付近を通りチェジュ島の北に伸びている。下図では、停滞前線のやや南側の九州の北西海上から瀬戸内海に対流雲（Cb）列（図中の矢印）が伸びている。低層乱気流はこの対流雲（Cb）列付近で発生した。

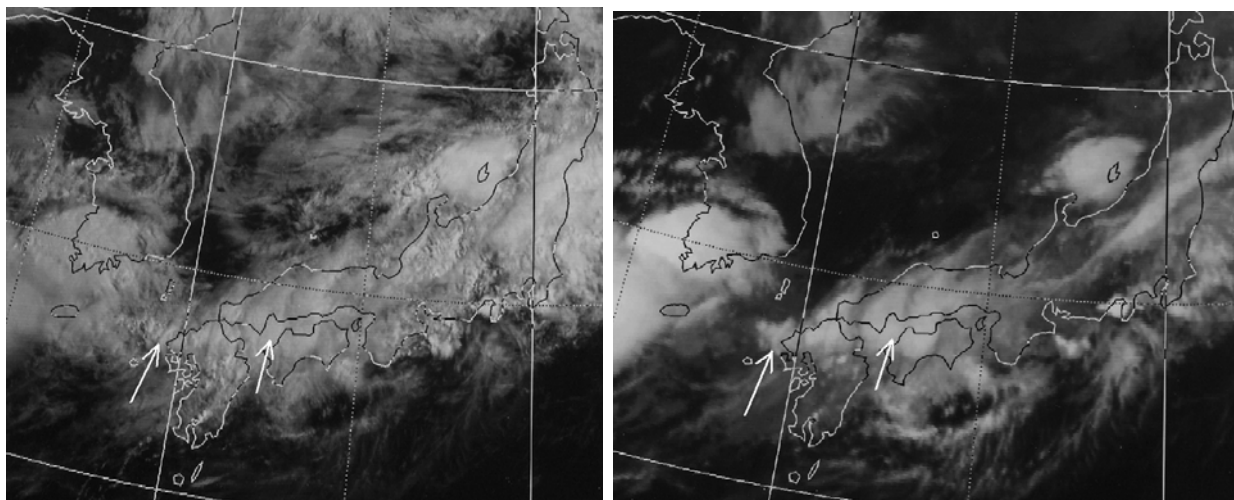


図3-3-5 1986年7月14日2340UTCの可視画像（左）と赤外画像（右）

**事例5** 波状雲（雲パターンの分類は②） 1987年11月25日

仙台空港で25日0000～0355UTCに低層でラフエア、高度3000～5000ftで「並」の乱気流、高度6000ft以下で「並」以下の乱気流の報告があった。また0856～0903UTCに低層乱気流及び7000ft以下で「弱」の乱気流の報告があった。衛星画像では下図のような典型的な波状雲が日中持続した。なお、「ラフエア（rough air）」は操縦士の主観的な表現で、乱気流の階級としては「弱」以下と推測される。

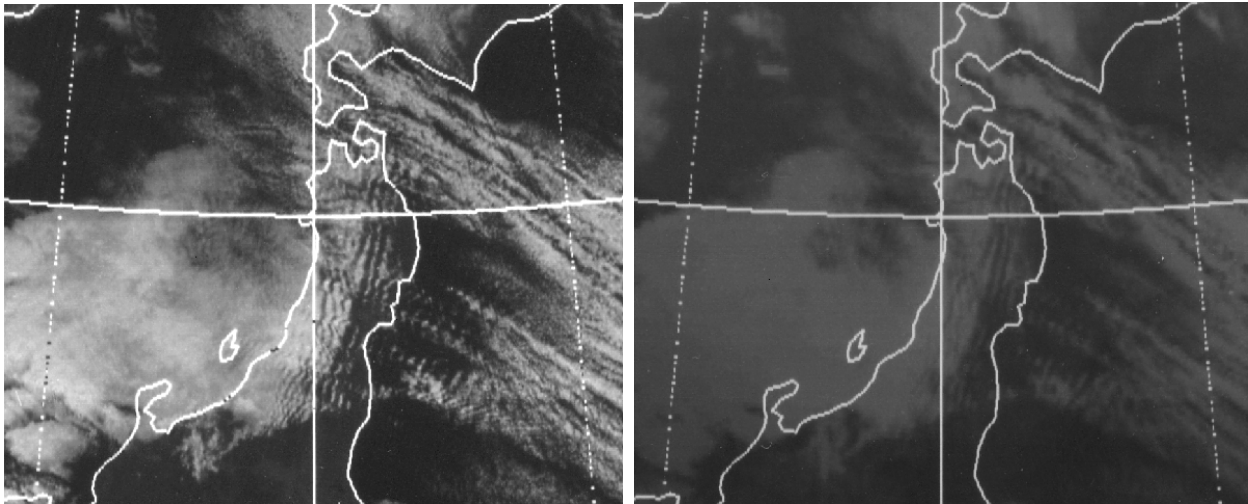


図3-3-6 1987年11月25日0240UTCの可視画像（左）と赤外画像（右）

**事例6** 波状雲（雲パターンの分類は②） 1984年12月17日

羽田空港で17日2345UTCに「強」の低層ウインドシヤーの報告があった。18日00UTCの地上天気図では、紀伊半島付近に低気圧があり、温暖前線が関東南岸に伸びている。下図では、関東平野は一部上層雲があるがおおむね晴天である。その中で富士山付近から東京湾にかけて明瞭な波状の雲（図中の矢印）がある。この雲が風下波によるものかどうかは不明であるが、形状から波状雲に分類した。「強」のウインドシヤーはこの波状雲域の東端で発生した。なお3時間毎の衛星観測では、波状雲はこの時刻のみ観測された。

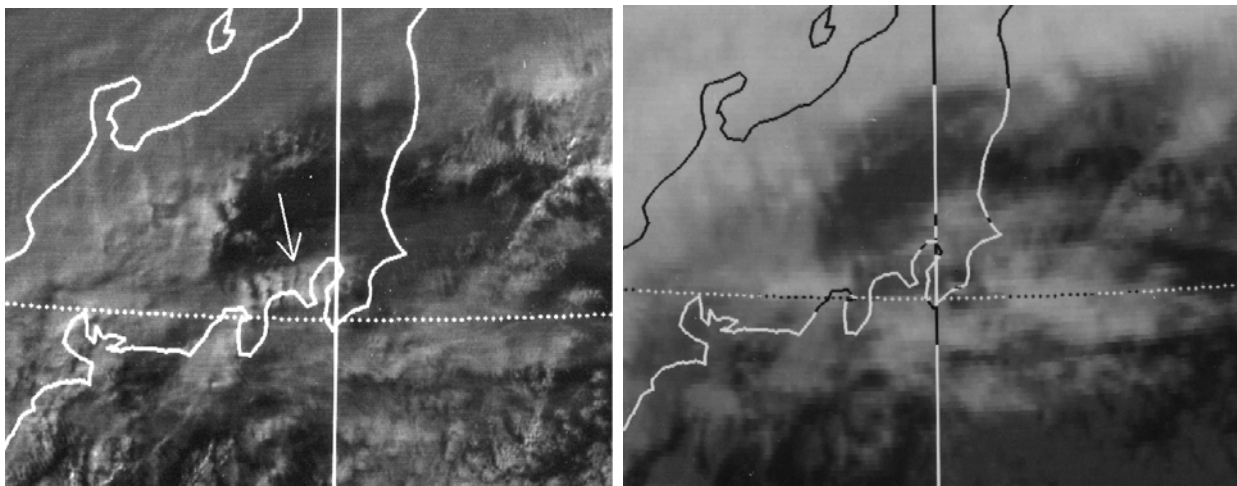


図3-3-7 1984年12月17日2340UTCの可視画像（左）と赤外画像（右）

**事例7** 寒気場内の対流雲列（雲パターンの分類は③） 1987年12月11日

函館空港で11日0657UTCに「並」の低層乱気流の報告があった。下図では日本海北部に寒気に伴う筋状雲が分布している。その中に相対的に幅の広い対流雲（図中の矢印）が東西走向で渡島半島を横断している。1時間毎の画像によると、低層乱気流はこの対流雲列付近で発生した。なお、レーダー観測では渡島半島に対流性エコーが散在しているが、線状エコーには見えない。

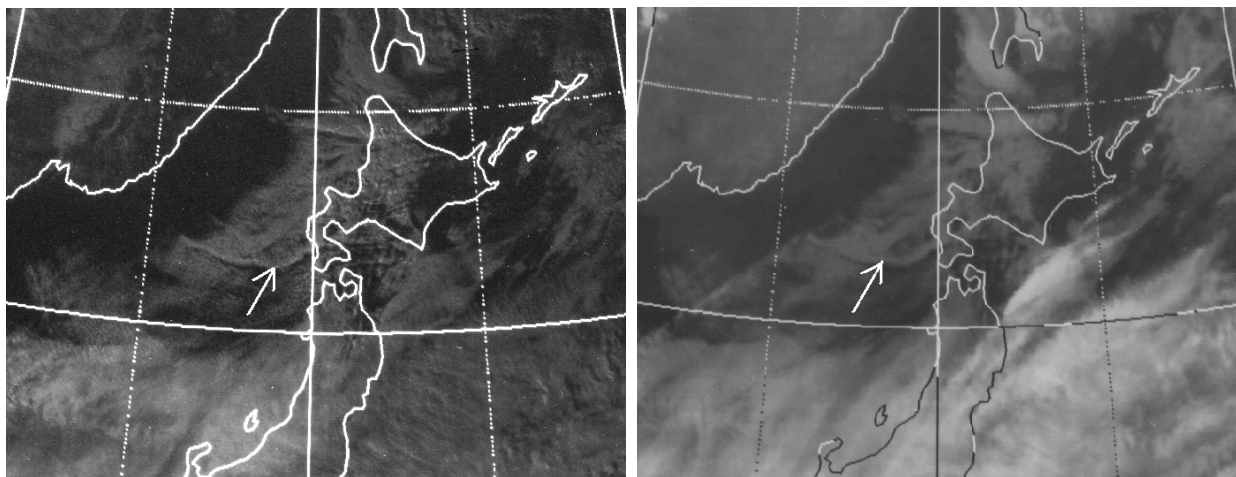


図3-3-8 1987年12月11日0540UTCの可視画像（左）と赤外画像（右）

**事例8** 寒気場内の対流雲列（雲パターンの分類は③） 1985年2月22日

羽田空港で22日0517UTCに「強」のウインドシヤーの報告があった。下図で、日本周辺には典型的な筋状雲が分布し、東北から北陸地方にかけての雲は雲頂温度が低く発達している。関東平野にも複数の対流雲列があり、そのうち明瞭な対流雲列（図中の矢印）が東京湾付近にかかっている。この対流雲列付近で「強」のウインドシヤーが発生した。この対流雲列付近には地上のシヤーラインがある（図3-3-20参照）。

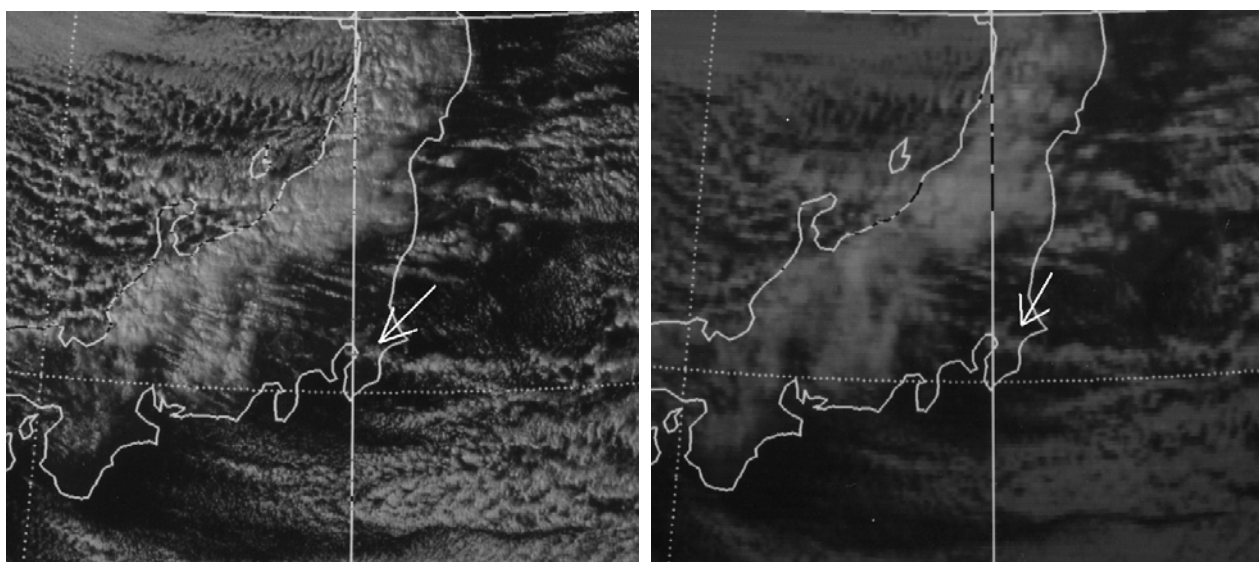


図3-3-9 1985年2月22日0540UTCの可視画像（左）と赤外画像（右）

### 事例9 小規模な雲渦（雲パターンの分類は④） 1987年3月27日

千歳空港で27日0115UTCに「並」の低層乱気流の報告があった。下の左図では、渡島半島のすぐ西海上に小規模な下層渦（図中の矢印）があり、3時間後の右図では石狩湾付近に見られる。この小規模な下層雲渦の周辺で低層乱気流が発生した。

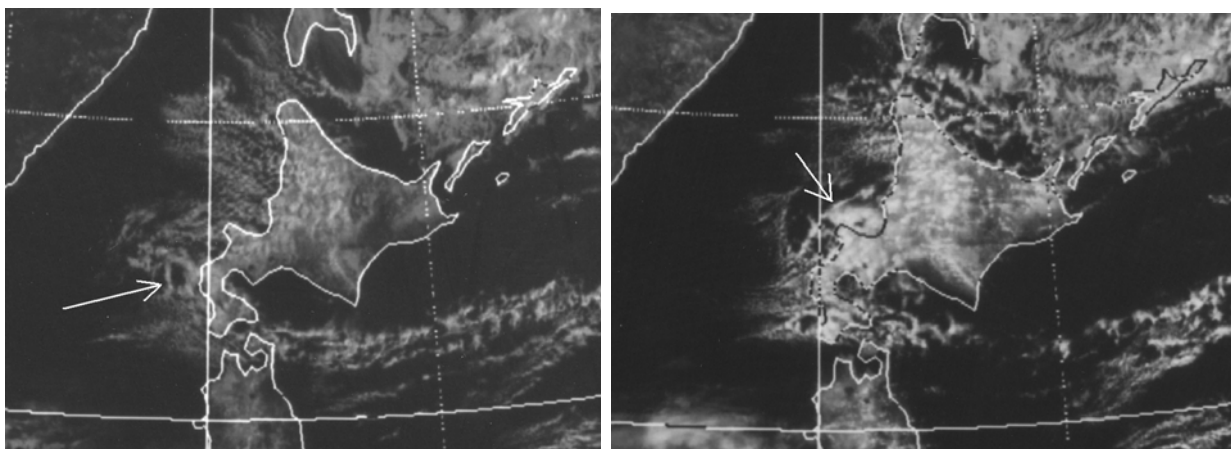


図3-3-10 1987年3月26日2340UTCの可視画像（左）と27日0240UTCの可視画像（右）

#### （2）空港ごとの雲の特徴

前項では、各空港に共通な LLWS 発生時の雲の特徴を分類し実例を示した。その中にはある空港で特に頻度の多いものがある。その他に特定の空港だけに見られるものもある。それらは空港の地理的な条件によるためと考えられる。以下、そのような雲の特徴のうち主なものを空港ごとに述べる。なお（ ）内に調査期間を示した。

- ① **新千歳空港**では、総観規模のコンマ状の厚い雲域の東側で低層乱気流が発生するという特徴がある。このような領域では、下層では南寄りの強風が吹く。この領域で発生した3事例とも札幌の900hPaで南南西43～56ktの強風であった。実例を図3-3-11に示す。（1986年4月～1987年6月）
- ② **函館空港**では、寒冷前線に対応する雲バンドの南東側100～200km付近の晴天域及び霧域の明瞭な境界付近で、それぞれ「弱」のLLWSが発生するという特徴がある。これらが重なったところ、すなわち、寒冷前線に対応する雲バンドの前面でかつ霧域の明瞭な境界付近で「強」の低層乱気流の報告がある（図3-3-12）。この低層乱気流には、霧域の境から推定される地上付近の風のシャワーと雲バンド前面の下層での強い南西風の関与が考えられる。（1986年7月～1988年8月）
- ③ **仙台空港**では、LLWSのほとんどは10月から4月に発生し、寒気場内での発生が多い。そのうち

の大多数は、波状雲などの山岳波に関連する雲域で発生している。これについては、3.3.3項で述べる。（1987年11月～1988年3月）

- ④ **新潟空港**では、西北西から東南東に伸びる雲バンドの北縁付近（a）及び関東南岸の小規模なじょう乱（前線上の弱い低気圧や熱帯低気圧）に対応する雲域の北西縁付近（b）での発生に特徴がある。これらの領域には、温暖前線に関連した風のシャワーや下層の東風が推測される。（a）の実例を図3-3-13に示す。（b）の2事例について、関谷・渡辺（1989）は地上風が東寄りの風であることを示し、低層乱気流と「ダシ風」の関連を示唆している。  
冬季、新潟空港には筋状雲が頻繁にかかるが、調査した期間では筋状雲域でのLLWSの報告は少ない。これについては、3.3.2項で述べる。（1983年4月～1988年8月）
- ⑤ **羽田空港**では、寒気場内の対流雲列でのLLWSが比較的多い（全LLWSの30%）。この対流雲列は図3-3-9のように明瞭な場合もあるが、図3-3-14のように注意して見ないと見逃してしまうような弱いものが多い。これらの対流雲列と地上のシャワーラインの関係については3.3.2項の（2）で述べる。（1984年4月～1987年3月）
- ⑥ **福岡空港**では、台風周辺及び孤立したCb周辺で、それぞれ全LLWSの10%発生している（この

領域では、どこの空港でも LLWS の発生する可能性があると考えられるが、調査した期間では、福岡空港以外での報告は少ない。台風周辺で発生し

た LLWS のうち半数は対流雲列、半数は Cu 域や晴天域での発生である。対流雲列の例を図 3-3-15 に示す。(1984 年 9 月～1988 年 8 月)

**事例 10** 新千歳空港の事例 1986 年 5 月 14 日

千歳空港で 14 日 0558UTC に「並」の低層乱気流の報告があった。06UTC の地上天気図では沿海州南部付近に発達した低気圧がある。下図では低気圧に対応して明瞭なコンマ状の厚い雲域がある。乱気流はこの厚い雲域東側の上層雲域下で発生した。

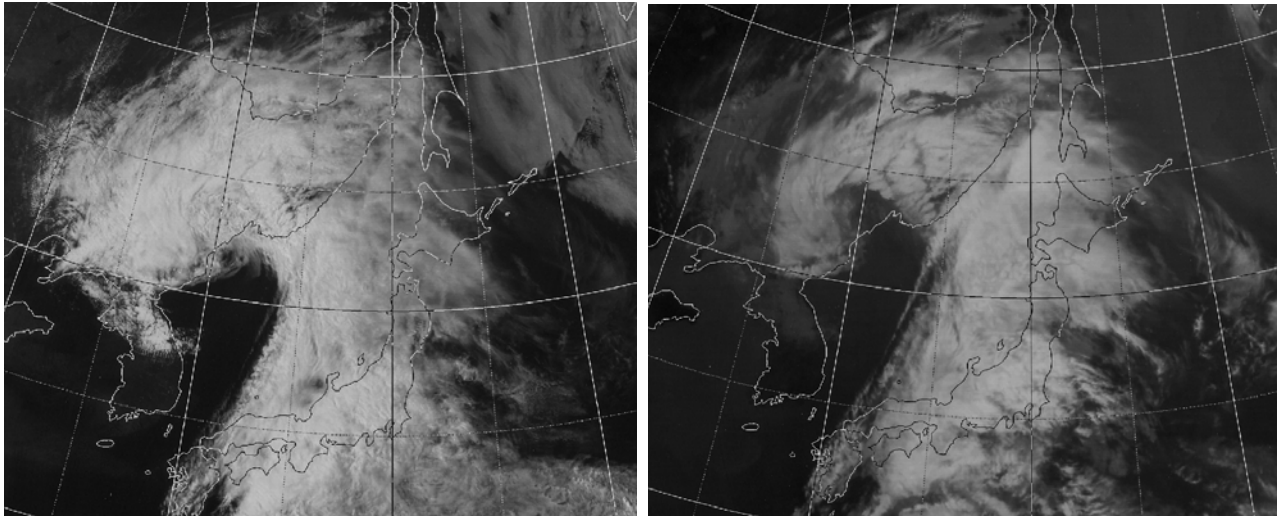


図 3-3-11 1986 年 5 月 14 日 0540UTC の可視画像 (左) と赤外画像 (右)

**事例 11** 函館空港の事例 1988 年 5 月 1 日

函館空港で 1 日 0825UTC に「強」の低層乱気流の報告があった。下の左図 (可視画像) では、寒冷前線に対応する雲バンドが沿海州から南南西に伸びている。その前面には霧域が広がり、その東縁 (図中の矢印) が明瞭である。3 時間後の右図 (赤外画像) では、雲バンドは東進しているが霧域は不明である。1 時間毎の可視画像で外挿すると、低層乱気流は雲バンドの東側 200～300km、霧域の境界付近で発生したと推測できる。

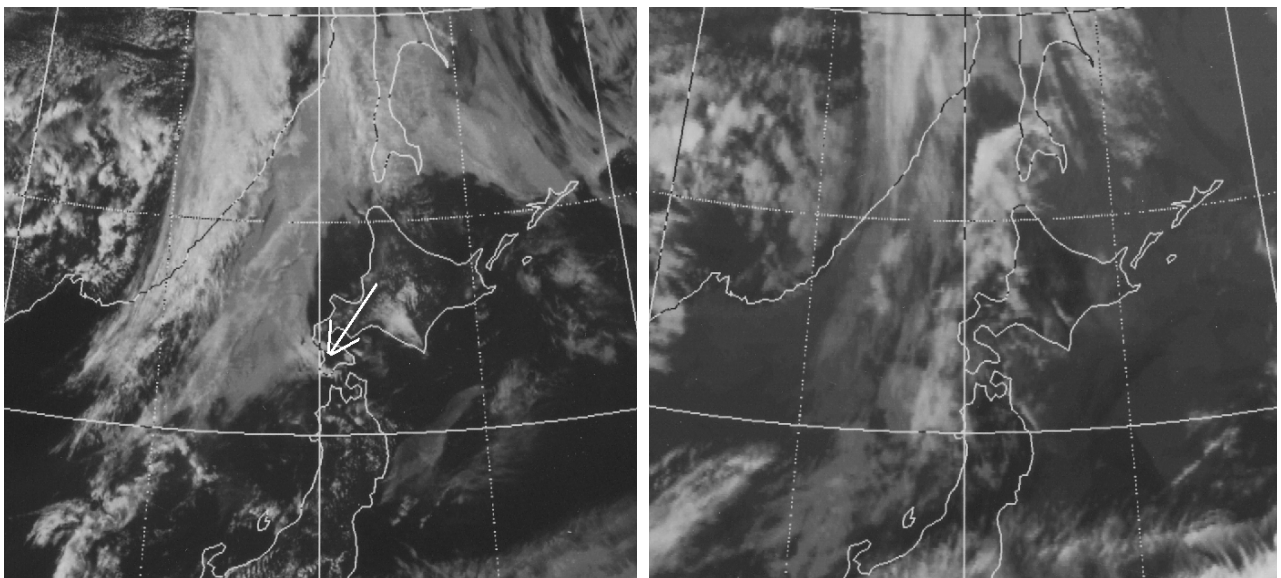


図 3-3-12 1988 年 5 月 1 日 0540UTC の可視画像 (左) と 0840UTC の赤外画像 (右)

**事例 12** 新潟空港の事例 1983年4月28日

新潟空港で28日0515UTCに「強」の低層乱気流の報告があった。00UTCの地上天気図では停滞前線が黄海南部、朝鮮半島南部から中国地方に伸びている。12UTCでは日本海に低気圧が発生し、低気圧から伸びる温暖前線が北陸地方に伸びている。下図では温暖前線に対応する雲バンド（図中の矢印）が日本海西部から北陸地方西部、八丈島付近に伸びている。この雲バンドは北上しており、低層乱気流はこの雲バンド北縁付近で発生した。図の関東、北陸地方東部及び東北地方南部の雲は上・中層雲である。なお、0540UTCの画像は入手できなかった。

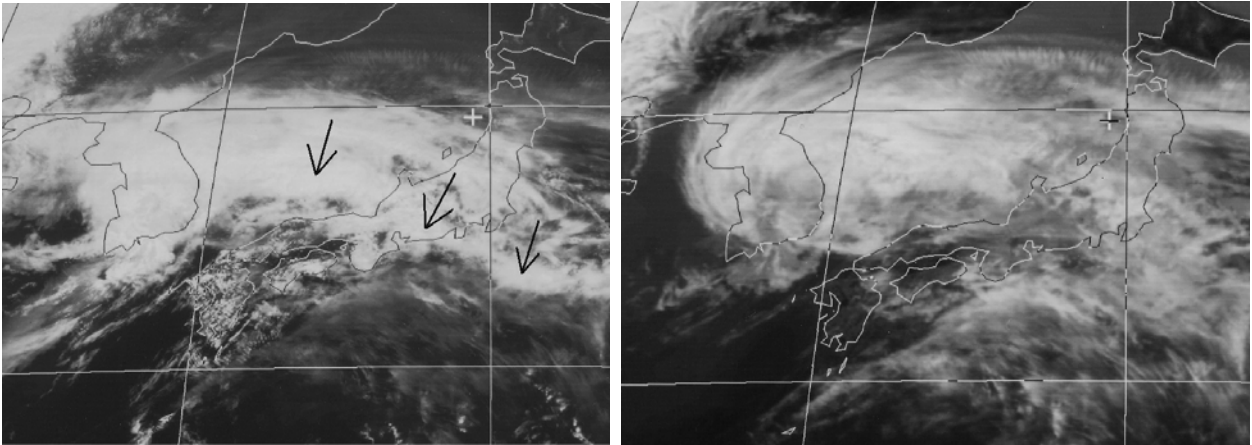


図3-3-13 1983年4月28日0240UTCの可視画像（左）と赤外画像（右）

**事例 13** 羽田空港の事例 1985年1月16日

羽田空港で16日0602UTCに「強」の低層ウインドシヤーの報告があった。下図では、寒気に伴う筋状雲や帯状対流雲が日本海に分布している。関東平野は晴天であるが、東京付近から関東東海上には、一部途切れている細い対流雲列（図中の矢印）がある。この対流雲列付近で「強」の低層乱気流が発生した。この対流雲列には地上のシヤーラインに対応する（図3-3-20参照）。

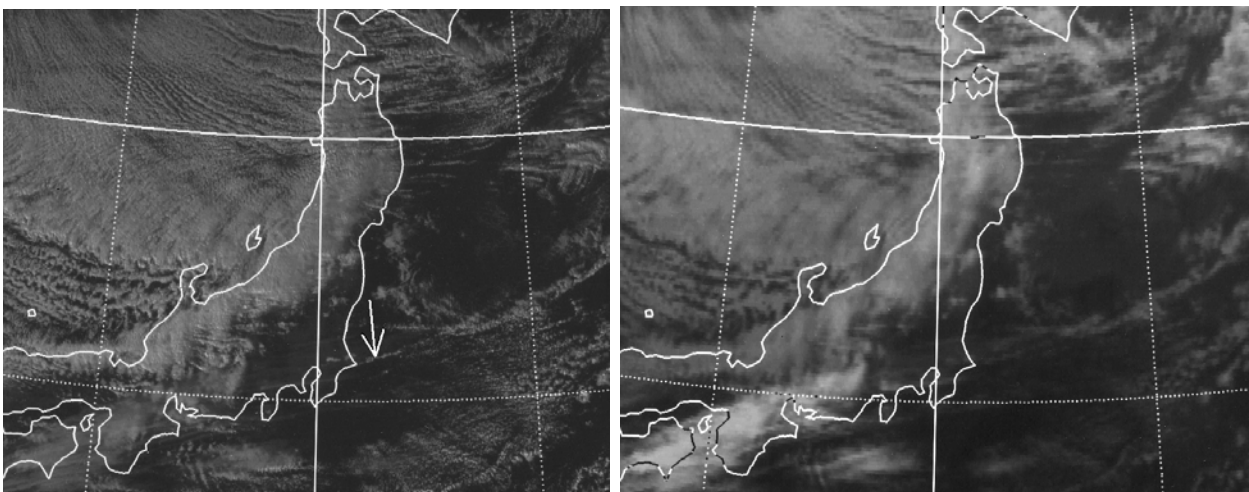


図3-3-14 1985年1月16日0540UTCの可視画像（左）と赤外画像（右）



#### 事例 14 福岡空港の事例 1986年8月28日

福岡空港で28日0525UTCに「強」の低層乱気流の報告があった。下図では、台風の雲渦中心が朝鮮半島西岸付近にあり、対流雲列（図中の矢印）が九州南西海上から福岡付近を通り台風の雲域に入り込んでいる。低層乱気流はこの対流雲列の通過時に発生した。

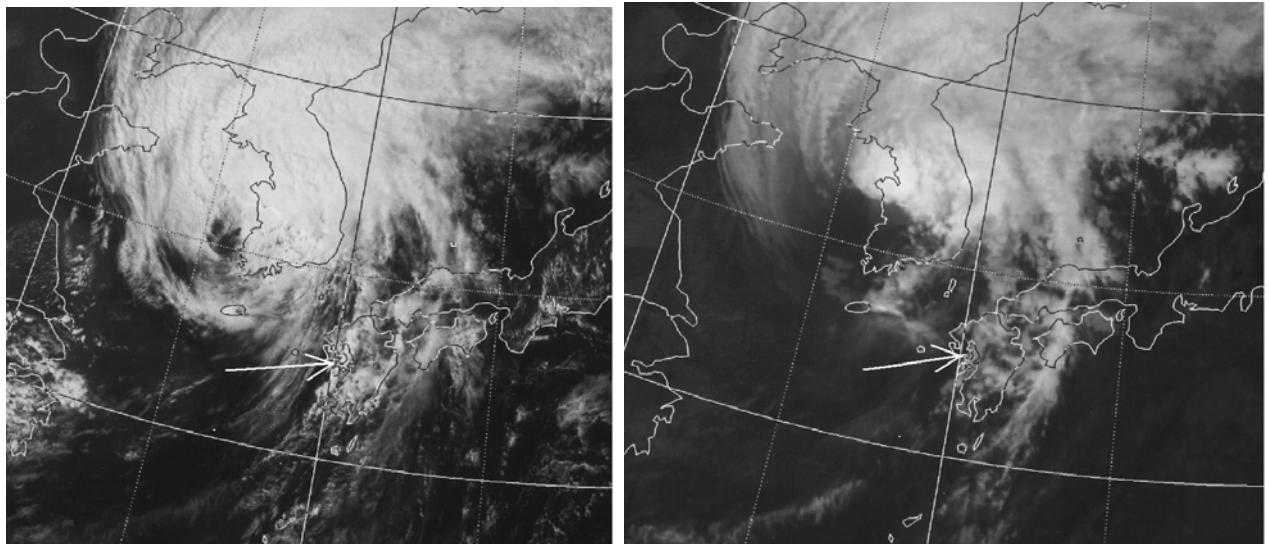


図3-3-15 1986年8月28日0540UTCの可視画像（左）と赤外画像（右）

#### 捕捉された風下波とスコラー数

この文は、引用文献を示しているところ以外は、主として小倉（1997）からの引用である。

スコラー数  $l$  は次式で表される。

$$l^2 = N^2/U^2 - (1/U)dU^2/dz^2 \quad N^2 = g/\theta \cdot d\theta/dz$$

$N$  : ブラント・パイサラ振動数  $U$  : 水平方向の一般流  $\theta$  : 温位  $g$  : 重力加速度  $z$  : 高度

一般に第2項は第1項に較べ小さく、 $l$  はほとんど第1項で決まる（小花，1981）。図3-2-19（P101）を見ても、スコラー数の鉛直分布は、図の気温減率と風速の強さの分布から第1項で推定される形に近いことが分かる。ただし、図で気温と風速の不連続なしに、 $l$  が不連続になっているのは第2項の効果である。このように、第2項はいつでも無視できる訳ではないが、通報される（連続したデータではない）高層観測データによる計算は困難である（Durrant, 1986）。図3-2-25、28（P104,106）の  $l$  も第2項を省略して計算されている。

図3-2-19に示した風下波は、 $l$  の大きい下層で山岳によって励起された波が  $l$  の小さい上層で反射され、地表との間を何回も往復して停滞波となったものである。この停滞波は、捕捉された風下波または共鳴風下波と呼ばれる。

捕捉された風下波の波長は、 $2\pi/l$ （下層側） $=6\text{ km}$  と  $2\pi/l$ （上層側） $=20\text{ km}$  の間の波長であり、図3-2-19から読み取れる波長約  $9\text{ km}$  はこの間にある。線形理論では、高度  $H$  で完全反射されるとすると、波長  $\lambda$  は  $2\pi/(l^2 - n^2\pi^2/H^2)^{0.5}$ 、 $n=1,2,\dots$  で表される（古川，1975）。 $H=5\text{ km}$ 、 $l$ （下層） $=10^{-6}$  及び  $n=1$  とすると、波長は  $8\text{ km}$  となり図から読み取った波長約  $9\text{ km}$  に近い値である。すなわち、図3-2-19の捕捉された風下波の波長は、風速、安定度及びスコラー数の大きい層の厚さで決まることになる。

一般的に、山岳波が出現しているときの大気の  $l$ （波数に対応）は  $2 \times 10^{-4} \sim 2 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$  である。この  $l$  に対応する波長は  $3 \sim 30\text{ km}$  であり、補足される風下波はこの中間（普通  $5 \sim 25\text{ km}$ ）の波長である。図3-3-26（P120）に示すように、実際に測定した波状雲（風下波）の波長はおおよそこの範囲にある。

（伊藤 秀喜、奥村 栄宏）

### 3.3.2 寒気場内の対流雲列（筋状雲）

#### (1) 日本海側の空港

日本海側の各空港では、筋状雲域で LLWS の報告がある。福岡空港では、1984 年 9 月～1988 年 8 月の LLWS のうち 18% が筋状雲域であった（全て「弱」の低層乱気流か強度のない低層ウインドシヤー）。筋状雲が頻繁にかかる新潟空港では、1983 年 4 月～1988 年 8 月の LLWS 24 例のうち、筋状雲域では「並」の低層乱気流 1 例のみと少なかった（この期間内の 12 月～3 月の冬季の LLWS は 7 例）。しかし、新潟航空測候所による最近の調査によれば、1997 年 1 月～2001 年 12 月の 5 年間の LLWS 47 例のうち 25 例が冬季であった。これらの LLWS については総観場や雲パターンなどは分析されていないが、冬季の LLWS の中には筋状雲域での LLWS も少なからず含まれていると見られる。新千歳空港では、1986 年 4 月～1987 年 6 月の LLWS 17 例のうち、筋状雲域で 1 例の「並」の低層乱気流の報告があった（新千歳空港は太平洋側にあるが、北西方向に石狩平野が開けていることから、ここでは日本海側とした）。

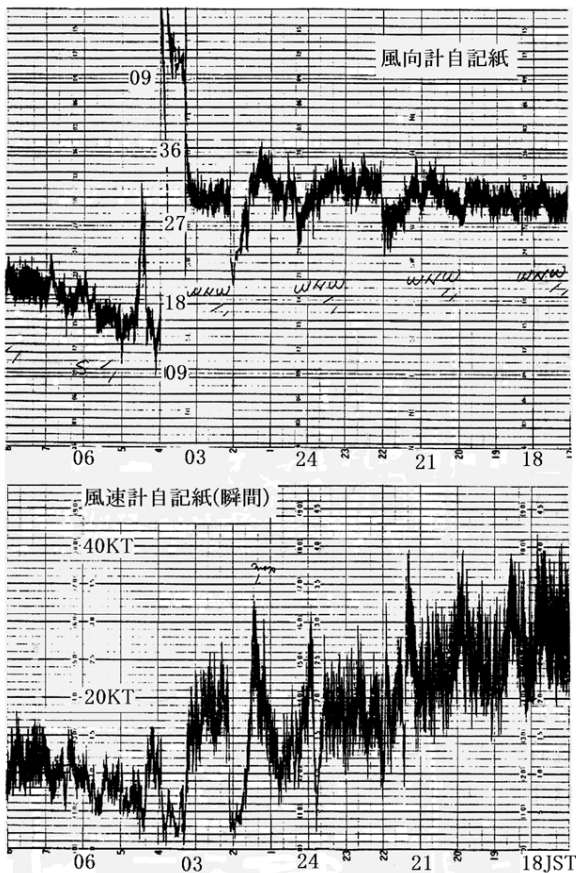


図 3-3-16 新潟空港の風の自記紙（1986 年 10 月 17 日 17 時～18 日 8 時 関谷（1988））

気象衛星課（1976）によれば、筋状雲域での地上風速は 20kt 以上と強い。図 3-3-16 は、日本海に筋状雲が分布している時の新潟空港における風の自記紙である。関谷（1988）は、この図を示し、「レーダー観測によるバンド状エコーの通過に伴って風の周期的な変動が起こる」としている。この図によると、18 日 3 時までは平均風速が 20～30kt と強く、風向及び風速は 1～2 時間程度で周期的に変化し、また風速の短時間の変動が大きい。このような風の変化があれば、LLWS の可能性は十分考えられる。ただし、この場合には LLWS の報告はない。この場合を含め、新潟空港で筋状雲域での LLWS の報告が少ないのは、離着陸する便数が少ないことなどによると推測される。

少ないながら、「並」の低層乱気流の報告があった事例を詳細に見ると、新潟空港ではオープンセル状、新千歳空港では筋状雲がその走向に直角な波状（通常の風下波に伴う波状雲より波長は短い）であった。これらは、低層乱気流の起こりやすい雲の 1 つである可能性がある。

新潟空港で低層ウインドシヤーの報告があった最近の事例を図 3-3-17 に示す。図では下北半島付近に低気圧対応の雲渦があり、日本海は筋状構造が明瞭である。新潟空港周辺では、全体としては西北西—東南東の走向であるが、図中に示した円内には雲頂温度の低い南西—北東走向の波状の雲がある。

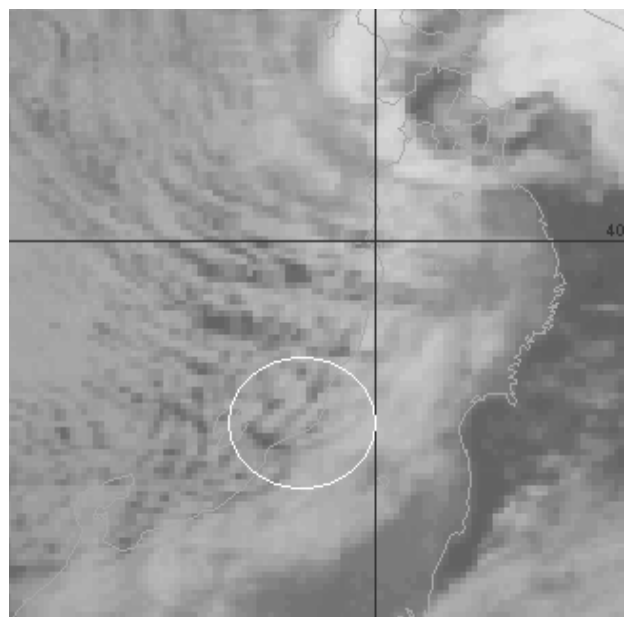


図 3-3-17 2000 年 2 月 24 日 0940UTC の赤外画像  
新潟空港で 0938UTC に 100ft 以下でウインドシヤーの報告があった。

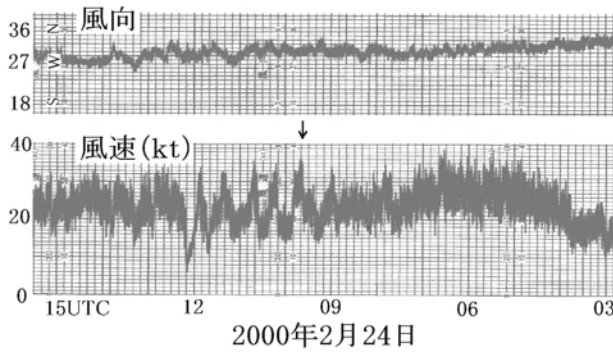


図 3-3-18 新潟空港の風の自記紙 (R/W28)

図中の矢印はウインドシヤーの報告があった時刻  
(新潟航空測候所提供)

図 3-3-18 に新潟空港の風の自記紙を示す。09～12UTC に、風速に 30 分程度の周期的な変化が見られる。この周期的な変化は波状の雲に関連している可能性が考えられる。さらに、この変化に関連して低層ウインドシヤーが発生した可能性が考えられる。なお、レーダー観測では、隙間のある弱いエコーがあるのみで、衛星画像で観測された波状のパターンは認識できない。

以上のことは、筋状雲域では LLWS の可能性があり、特に筋状雲がオープンセルや波状の雲となる場合、その可能性が大きくなることを示唆していると考えられる。

冬季の日本海では、ここで述べた筋状雲の他に、帯状対流雲やさまざまなスケールの雲渦が発生する。

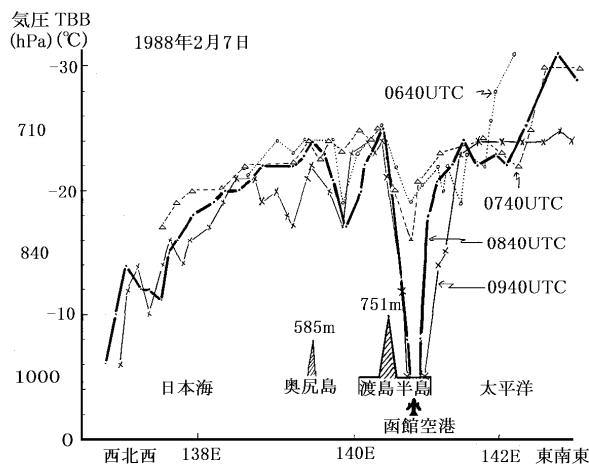


図 3-3-19 奥尻島及び函館付近を通る筋状雲の TBB.

気圧：札幌の高層観測データで TBB を変換したもの。  
函館空港で 0903UTC に「並」の乱気流の報告があった。

それらについては第 6 章で述べる。

## (2) 太平洋側の空港

函館空港は冬季の季節風時に山岳の風下になるので太平洋側の空港としてここで述べる。函館空港では、寒気場内の対流雲列での LLWS は少ない (1986 年 7 月～1988 年 8 月の全 LLWS 31 例中 2 例)。

1 例は、筋状雲の中にある相対的に幅の広い活発な対流雲列の通過時の「並」の低層乱気流である (図 3-3-8)。この事例は、古屋 (1989) によれば、空港の地上風は風向の変動及び風速の変動が大きく、レーダー観測では弱いエコーが散在しているのみである (線状とは認識されていない)。

もう 1 例は、典型的な筋状雲が日本海及び太平洋に広がっている時の「並」の低層乱気流である。図 3-3-19 に函館空港付近を通る筋状雲の雲頂温度の時間変化を示した。この図によると、低層乱気流の報告があった時刻前後には函館空港付近の雲頂温度が顕著に上昇している。雲頂温度の上昇は晴天になったことを示し、山脈の風下で下降流が強まったことを示唆している。

上記の各事例は 1 事例ずつであるが、これらは函館空港の冬型気圧配置での LLWS 発生時の特徴である可能性がある。

羽田空港では、3.3.1 項の (2) で述べたように寒気場内の対流雲列での LLWS は比較的多い。楡井 (1991) は、図 3-3-9 及び図 3-3-14 の 2 事例の対流雲列について解析した。その結果、それらの対流雲列には地上の明瞭なシヤーラインが対応し (図 3-3-20)、この対流雲列が LLWS の指標になるととも

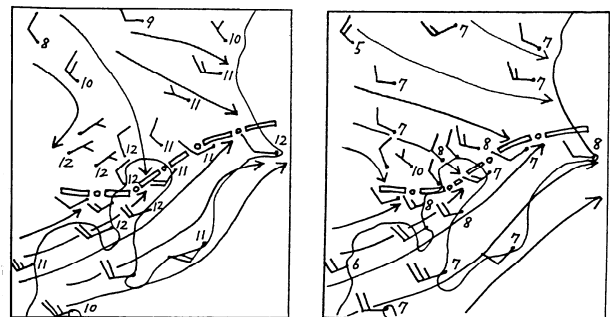


図 3-3-20 1985 年 1 月 16 日 06UTC (左) と 1985 年 2 月 22 日 06UTC (右) の地上風と気温 楡井 (1991)  
左図は図 3-3-14、右図は図 3-3-9 の衛星画像に対応  
長い矢羽：10kt、太破線：地上のシヤーライン

に関東南岸の南西強風の目安になるとしている。ただし、地上のシヤーラインと対流雲列の位置にずれが見られる。このずれの詳細については不明である。

上記のような雲列は海上では持続するが陸上では消滅することが多い。上田（1991）は、このような場合の海上の対流雲列と地上のシヤーラインの関係を調べた。それによると、寒気場内のコンマ形雲

（2.1.1 項参照）が北日本を通過し、コンマ形雲から西南西に伸びる対流雲列が関東の東海上を南下する場合の半数は、その雲列の延長上に地上のシヤーラインが対応し、LLWS の目安になるとしている。図 3-3-21 に上田が解析した例を、図 3-3-22 に衛星画像を示す。

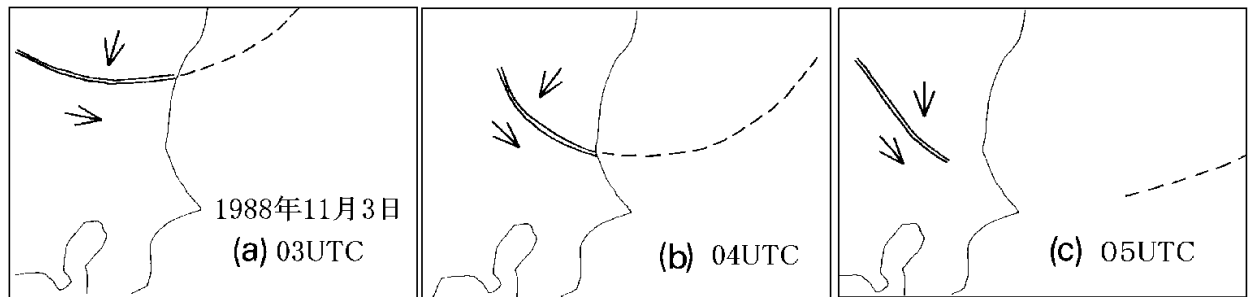


図 3-3-21 海上の Cu ラインと陸上のシヤーライン（上田、1991）

点線：衛星画像による Cu ライン 二重線：地上のシヤーライン 矢印：地上の風向

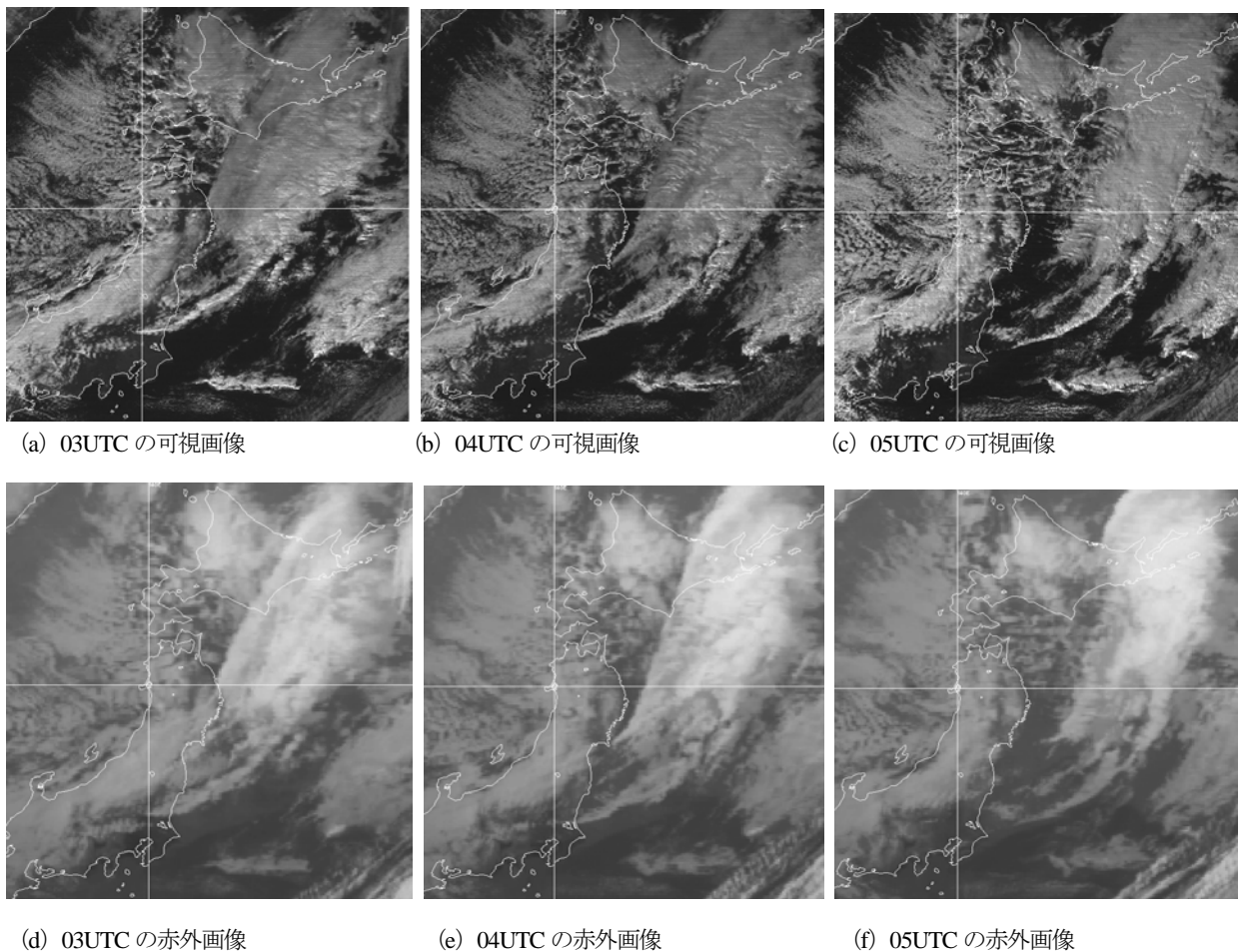


図 3-3-22 1988 年 11 月 3 日の衛星画像

### 3.3.3 山岳波に関連するLLWS

風下波による波状雲域で、各空港とも LLWS の報告がある。しかし、仙台空港を除いてその数は少ない。一方、3.3.1 項 (2) で述べたように、仙台空港では LLWS の大多数は山岳波（風下波を含む）に関連していると思われる雲の出現時の報告である（調査期間：1987 年 11 月～1988 年 3 月）。伊藤ら（1989b）はそれらの雲を次の 3 つに分類し、LLWS とそれらの雲の関係を調べた。なお、仙台空港における LLWS の報告はすべて低層乱気流であった。

- ① 波状雲（図 3-3-6）。仙台空港周辺に波状雲がある。
- ② 西側波状パターン（図 3-3-23）。仙台空港の西側にあたる奥羽山脈の西側では波状の雲があるが、仙台空港周辺には雲はない。その場合、奥羽山脈西側の雲の波状パターンは不明瞭な場合が多く、また仙台空港の北側の岩手県や南側の福島県には波状雲のあることが多い。
- ③ 山脈に沿う雲（図 3-3-24）。奥羽山脈に沿って厚い雲がかかり、そのすぐ西側の山形盆地から米沢

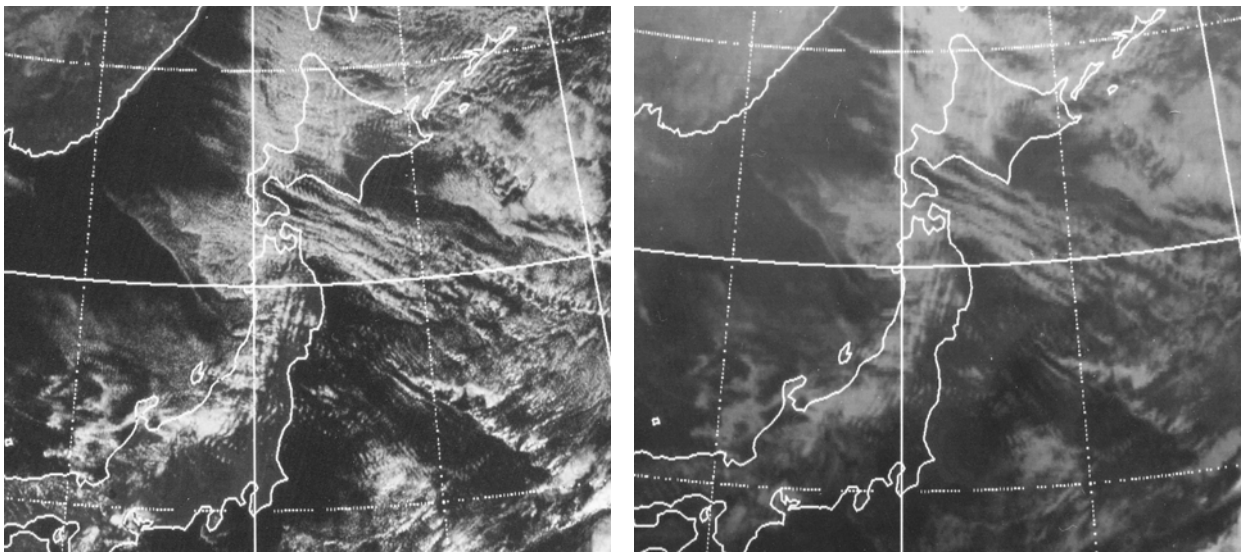


図 3-3-23 1987 年 11 月 22 日 0240UTC の可視画像（左）と赤外画像（右） 雲の特徴は②波状雲等（西側波状パターン）  
仙台空港で 22 日 0237～0455UT に 4 件の「並」の低層乱気流報告があった。図では、岩手県や福島県には波状雲があるが、宮城県付近に波状雲はない。日本海側の雲は不明瞭ながら波状になっている。このような状態は日中持続した。

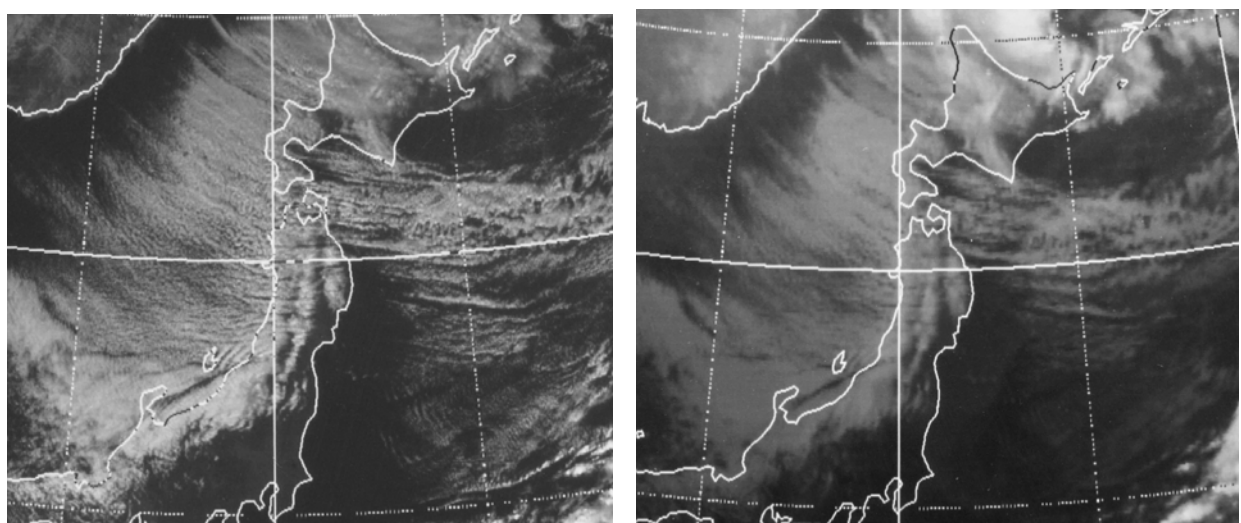


図 3-3-24 1987 年 11 月 24 日 0240UTC の可視画像（左）と赤外画像（右） 雲の特徴は②波状雲等（山脈に沿う雲）  
仙台空港で 24 日 0339～0350UTC に 3 件、0858～0950UTC に 4 件の「並」の低層乱気流の報告があった。  
図では日本海は筋状雲が明瞭で、南北に連なる奥羽山脈に沿って雲がかかり、仙台空港付近及びその西側の山形盆地付近は晴天である。このようなパターンは 0000UTC 頃から明瞭になり、1200UTC 頃まで続いた。

盆地付近は晴天域で、蔵王山の東側に波状雲はない。

山脈に沿って雲があり風下で雲がないことは、山脈上空で上昇流その風下側で下降流となっていることを示し、どのような形態かは分からないが、山岳波の発生を示唆している。

前記の3つを「波状雲等」と総称する。これらの雲は、低気圧通過後「山脈に沿う雲」、「西側波状パターン」次に「波状雲」と変化することが多い。ただし明瞭な「山脈に沿う雲」になることは少ない。調査した期間では、「並」の低層乱気流はこれら3つの雲でほぼ同数、「弱」の低層乱気流は波状雲で多かった。

東北地方の太平洋側は、波状雲が日本で最も頻繁に発生する地域であり、その継続時間も長い場合が多い。したがって、単に「波状雲等」があるという

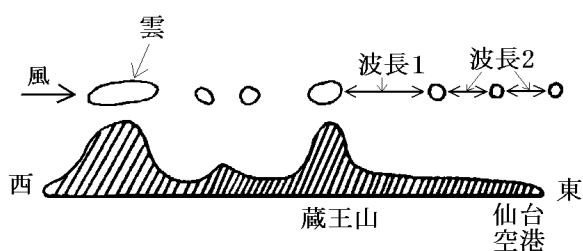


図 3-3-25 波状雲の波長の模式図

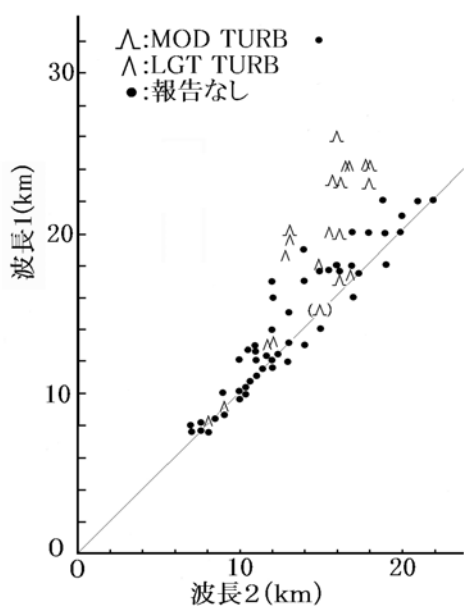


図 3-3-26 波状雲の波長と低層乱気流

( ) は2倍の波長が重なっているように見える波状雲を示す。

だけでは、LLWS の指標としては不十分である。

3.2.2 項 (1) で述べたように、風下波や波状雲の観測では、波長と風下波の発達程度や中・下層の乱気流とは密接な関係がある。また Lester (1974) によれば、ジャンプタイプ及び波動タイプの山岳波のどちらでも低層乱気流が発生し、特にジャンプタイプの方が強く広範囲に発生する。これらから波状雲（風下波）の波長やその形態と低層乱気流は密接に関連している可能性が考えられる。このような観点で調査した伊藤ら (1989b) の調査結果を以下に引用する。

波状雲の波長を図 3-3-25 の模式図のように定義し、波長と低層乱気流の関係を見たのが図 3-3-26 である。この図によれば、波長1が長く、かつ波長1が波長2に比べて長い場合に低層乱気流が多い。波長が長くとも波長1と波長2が同じ場合、すなわち波状雲の波長が一樣な場合には低層乱気流は少ない。図 3-3-27 は波状雲の波長の時間変化と低層乱気流発生関係を示す例である。0640UTC 以降、波長1が急速に長くなるとともに低層乱気流が発生している。波長1が波長2に比べ長いということは、山岳波がジャンプタイプであることを示唆していると考えられる。

なお、波長は、仙台空港から波状雲の向きに対し直角方向の雲間として測定されている。波長1が波長2に比べ長い場合には、蔵王山上空の雲と風下の

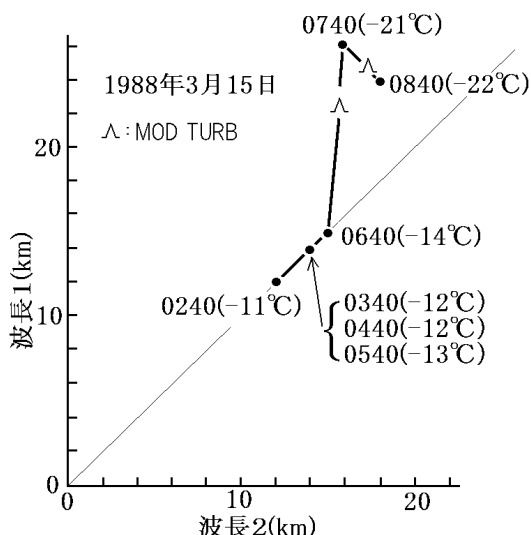


図 3-3-27 波状雲の時間変化と低層乱気流

黒丸の位置には数字で示した時刻 (UTC) における波状雲の波長、( ) 内は蔵王山付近の雲頂温度、乱気流記号の位置は黒丸の時刻間を単純内挿した乱気流発生時刻。

雲の走向が平行な状態で波長1が長い場合と、蔵王山上空の雲の走向は北-南であるが、その東側の雲の走向が北北東-南南西であるために長くなる場合がある。

図3-3-27には、波長の変化とともに蔵王山付近にかかる雲の雲頂温度も記入してある。波長1の増大とともに雲頂温度も急激に低下している（雲頂高度は増大）。調査した期間で、「波状雲等」の出現時に「並」の低層乱気流があったすべての事例について、雲頂温度の時間変化を調べた結果、25例中19例（76%）は、雲頂温度の極小付近又は極小前の急下降時に乱気流が発生していた。雲頂温度の低下は山岳波の振幅の増大を示していると考えられる。ただしその時の雲頂温度は-4~-22℃とばらつきが大きく、値そのものは指標にはならないと見られる。

上記のことは、波長1の増大や雲頂温度の急低下が山岳波の発達の指標になること及び山岳波に伴って低層乱気流が発生することを強く示唆している。

仙台空港以外でも、報告数は少ないが山岳波に関連すると推定されるLLWSがある。図3-3-28は森ら（1999）が花巻空港において、おろし風によりLLWS（森らは低高度ウインドシヤー（LAWS）と呼んでいる）が発生したとする事例のドップラー・ソーダ

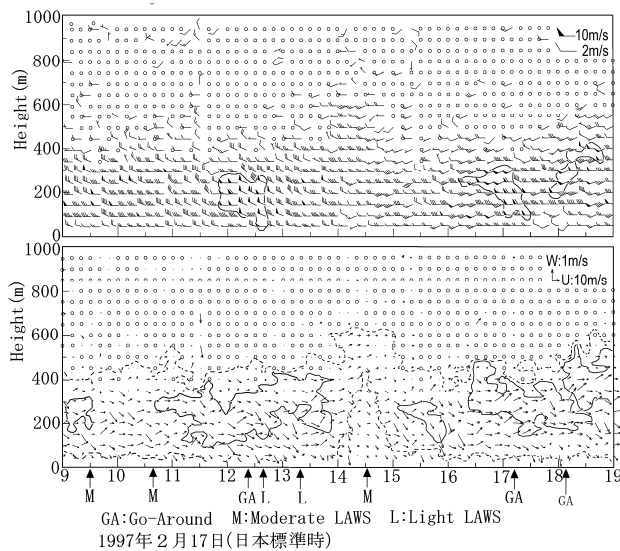


図3-3-28 ドップラー・ソーダ観測による花巻空港上空の風(森ら,1999)

上図：矢羽は水平風、実線は10m/sの等値線 下図：矢印は風の「西風-鉛直」成分、破線と実線はそれぞれWSIが4m/sと7m/sの等値線。丸印は「観測データなし」を示す。WSIは森らが提案したWind Shear Indexで、水平風ベクトルの標準偏差の意味合いをもつ。

の観測である。森ら（1999）は、「終日約10m/sの西風が続き、その中を約15m/sの強風が10時頃、12時から13時頃、17時から18時頃に塊になって観測されている（上段の図。10時頃については10m/s以上の範囲が狭いので等値線は描かれていない）。このように強風核が風下に流されて行く様子は、コロラド州ボルダー付近のおろし風の中にも観測されている。」と述べている。なお、図3-3-28の12時30分、17時及び18時頃のGo-Around（進入復行）は、Severe LAWSによるものである。

図3-3-29に17日0340UTC（12時40分）の衛星画像を示す。前日、低気圧が日本付近を通過し、この日は終日寒気に伴う筋状雲が日本海や太平洋で持続した。花巻空港の西側の奥羽山脈と東側の北上高地では、雲は厚くその雲頂温度が低い状態が持続した。

図示した時刻の可視画像では、花巻空港のある北上盆地に南北に細長い2本の波状雲（波長17km）がある。この波状雲は0140UTCから見られるが、図の時刻前後に最も明瞭となり、可視画像の見える0740UTCまで持続しているのが確認できた。このように、花巻空港でも、波状雲がLLWSの指標になる可能性がある。

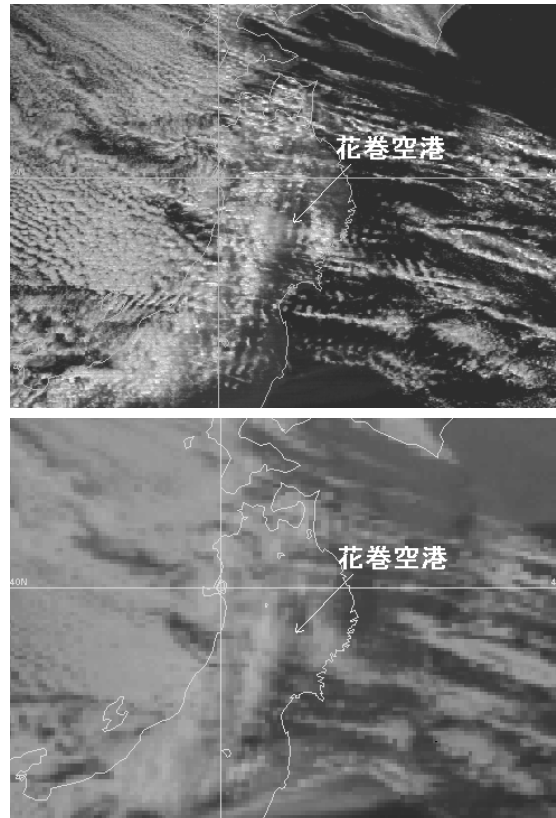


図3-3-29 1997年2月17日0340UTC(12時40分)の可視画像(上)と赤外画像(下)

### 3.3.4 竜巻、ガストフロント及び海風前線

Cb 周辺で発生する竜巻、ダウンバースト及びガストフロント等によって LLWS が発生する。また海陸風前線も LLWS の原因になる (気象庁、1999)。ここでは竜巻、ガストフロント及び海風前線の事例について、衛星画像ではどのように見えたか、事例を示す。

#### (1) 竜巻の事例

斎藤 (2000) は、2000 年 7 月 12 日夕方に福島県会津高田町で発生した突風は、レーダー観測で Cb

が東側にオーバーハングしスーパーセルの特徴を持っていたこと、若松測候所の観測データではメソサイクロンによると思われる気圧の低下と風向変化があったこと (図 3-3-30) 及び被害の状況から、竜巻の強さを表す藤田スケール F1 の竜巻によるとした。

竜巻に関連すると推測される Cb 域は約 8 時間持続し、その間の平均的な移動は東北東～北東 20～30kt であった。図 3-3-31 に竜巻が発生した頃の画像を示す。図の時刻には、この Cb は最も発達し、前後の時刻に比べ移動速度が遅く、また北上成分はほとんど見られない。

06UTC の仙台の高層観測では 850hPa で南南西 14kt、700hPa で南西 19kt、500hPa で南西 27kt、300hPa で西南西 33kt であった。Cb 域の移動は、この仙台の高層観測から推測される一般場の風に対し右側にずれている。

Cb 域の形状は、テーパリングクラウドというほど明瞭ではないが風上がやや尖っている。また Cb の南西側には対流雲列 L が伸びており、これはスーパーセルの維持に関するフランキングライン (小倉 (1997)、ガストフロントに沿って塔状積雲や積乱雲が連なったもの) の可能性がある。これらの特徴、すなわち、Cb が風上側に尖っていること、移動が一般場の風の右にずれていること及びフランキングラインと思われる雲列があることは、古典的スーパーセルの特徴 (小倉、1997) に一致する。

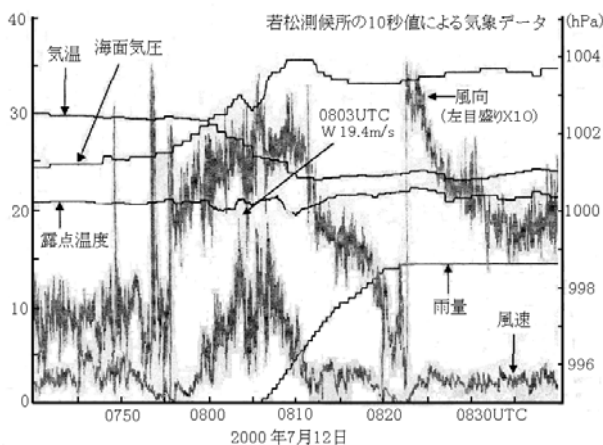


図 3-3-30 若松測候所の 10 秒値による気象データ 斎藤 (2000)  
左の縦の目盛り：気温と露点温度 (°C)、風速 (m/s)、雨量 (mm)、風向 (×10deg)

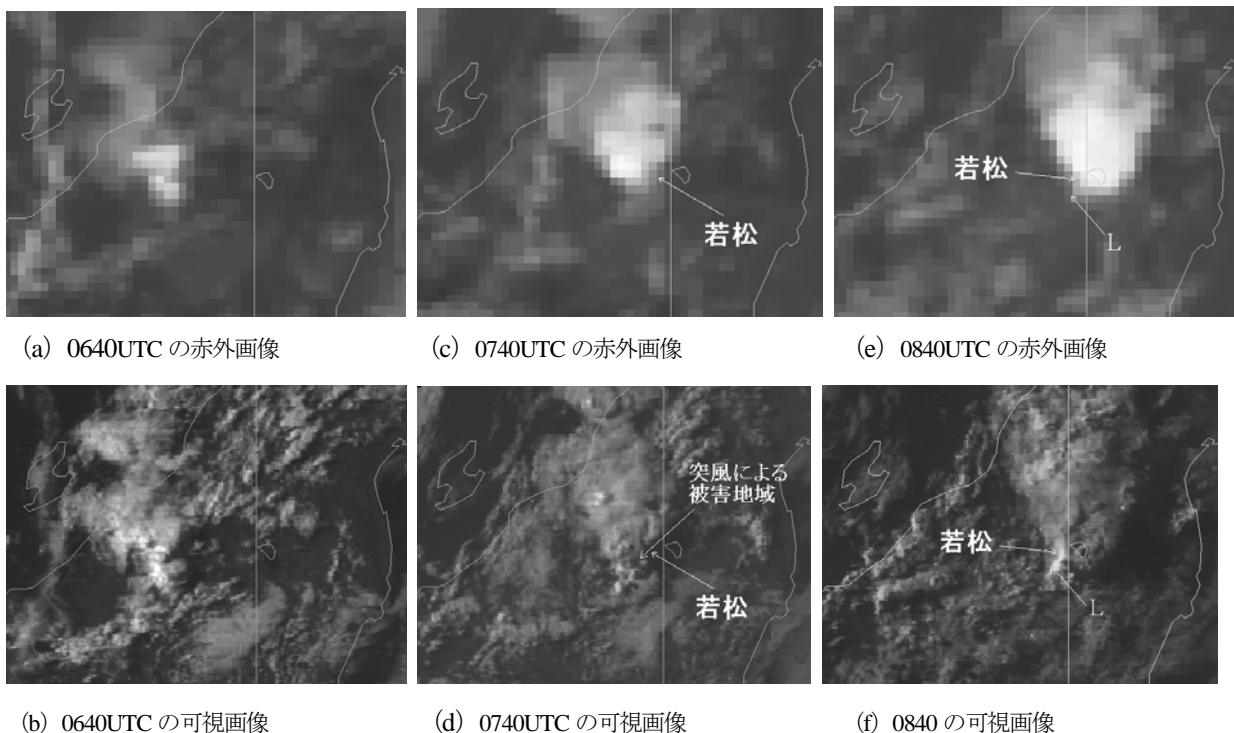


図 3-3-31 2000 年 7 月 12 日の衛星画像



## (2) ガストフロント（アーククラウド）の事例

衛星でアーククラウド（Arc cloud）を観測することがある。モデル図を図 3-3-32 に示す。この雲は、積乱雲（Cb）に伴う冷気外出流の先端にできるガストフロントに沿って円弧状に形成される。すなわち、アーククラウドはガストフロントが可視化されたものである。

図 3-3-33 はアーククラウドを観測した衛星画像である。可視画像では Cb の南東側に円弧状の雲列、アーククラウドが明瞭である。この雲は、赤外画像で

灰色であることから Cu である。

図 3-3-34 に示したレーダーエコーでは、アーククラウド（Cu）に対応し円弧状の晴天エコー（脚注）が観測され、南東進している。

この雲が通過したと思われる宇都宮では、平均風速 16.2m/s、最大瞬間風速 25.4m/s の強風が観測された（図 3-3-35、36）。その他の観測所では平均風速 6m/s 以下であるが、風向の急変を観測した所があった。

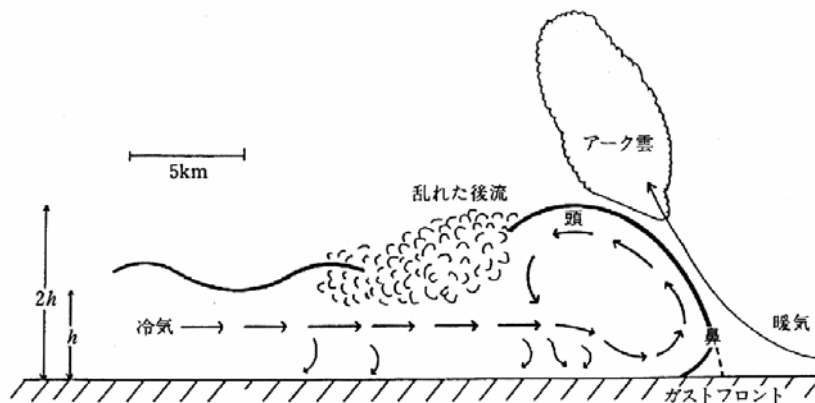


図 3-3-32 積乱雲に伴う冷気外出流の模式図 (Goff, 1975) 小倉 (1997) から引用。

$h$  : 冷気の厚さ

冷気外出流は重力流（密度差のある隣り合った流体間に生じる流れ）の 1 例である。

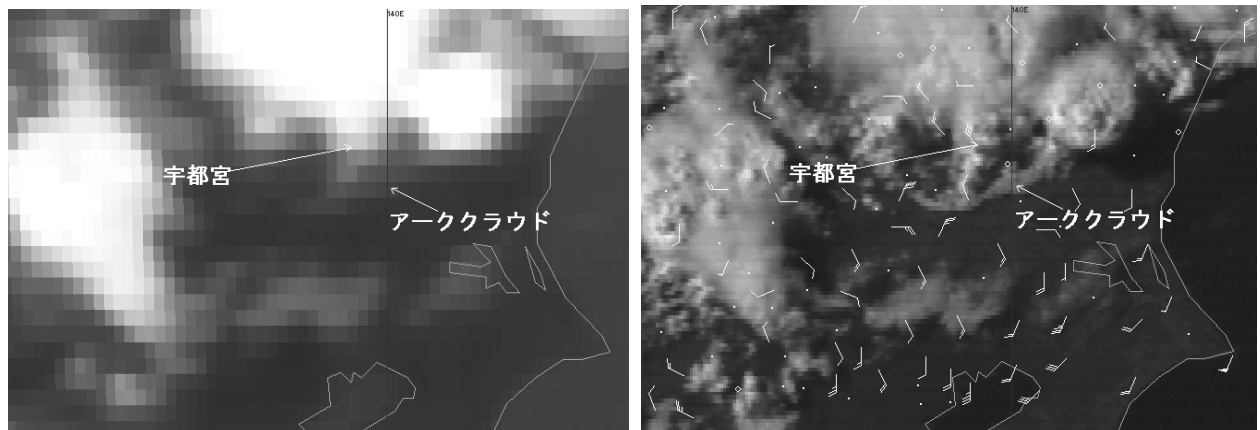


図 3-3-33 2000 年 7 月 1 日 0637 UTC の赤外画像 (左) と可視画像 (右)

図中の矢羽は 0700 UTC のアメダスの風。アメダスの風によるシヤーラインはアーククラウドのやや南側にある。衛星画像がアメダスの観測時刻の 23 分前であることを考慮すれば、アーククラウドとアメダスのシヤーラインはほぼ一致する。

注：晴天エコーは、非降水エコーやエンジェルエコーとも呼ばれ、大気中を浮遊する小昆虫か大気中の屈折率の乱れによるものといわれている。一般的には  $100\mu\text{m}$  以下の雲粒は、気象研究所のレーダーが用いている波長 5cm では映らないとされている。図 3-3-34 の円弧状のエコーには Cu ラインが対応しているが、エコーの反射強度が非常に弱いこと、アメダスで降水を観測していないこと及び現業レーダーでエコーがないことから、これは晴天エコーと見られる。

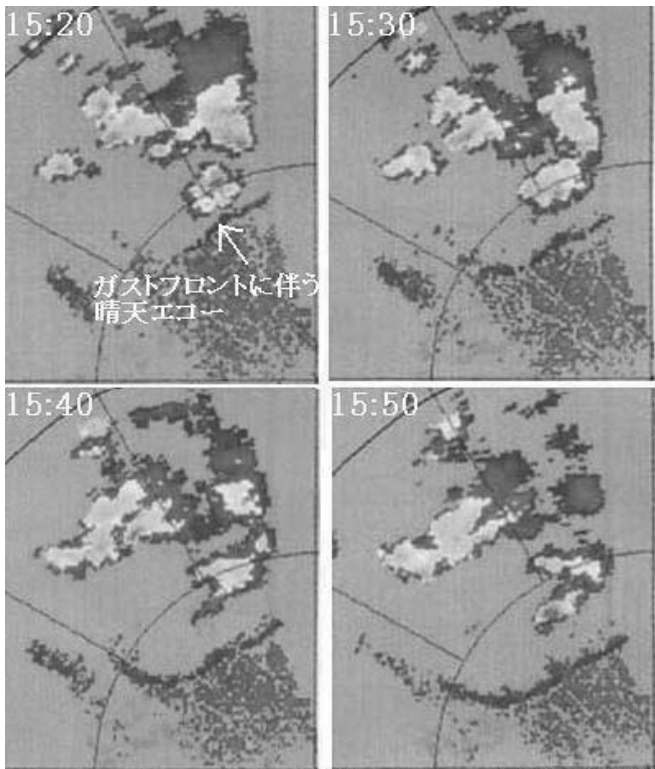


図 3-3-34 気象研究所のレーダーエコー 2000 年 7 月 1 日(図中の時刻は日本標準時) 元のカラー画像では、晴天エコーの反射強度は非常に弱い。その北西の塊状のエコー反射強度は強く Cb である。  
(気象研究所 赤枝 健治氏提供)

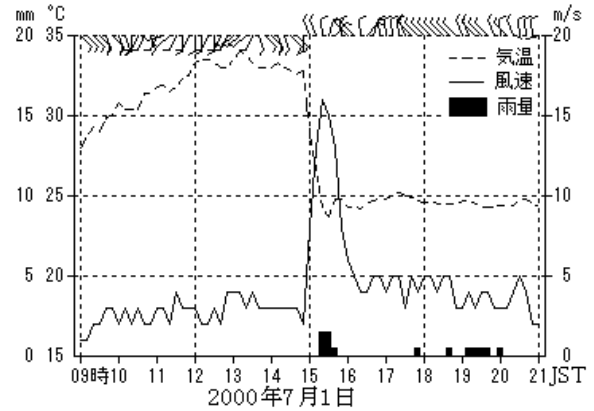


図 3-3-35 宇都宮のアメダスの時系列

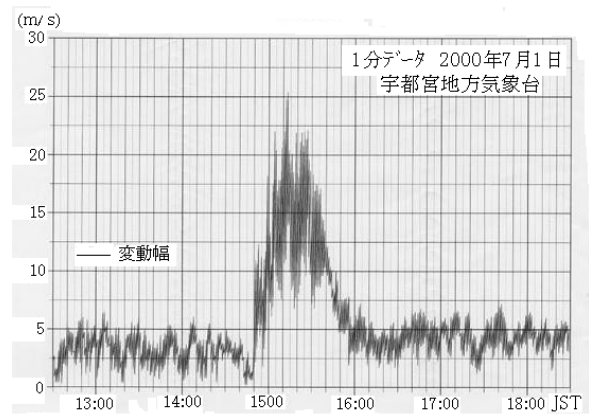


図 3-3-36 宇都宮の風速時系列 (宇都宮地方気象台提供)

### (3) 海風前線の事例

海風前線が Cu ラインとして可視化された 2000 年 7 月 2 日の例を示す。

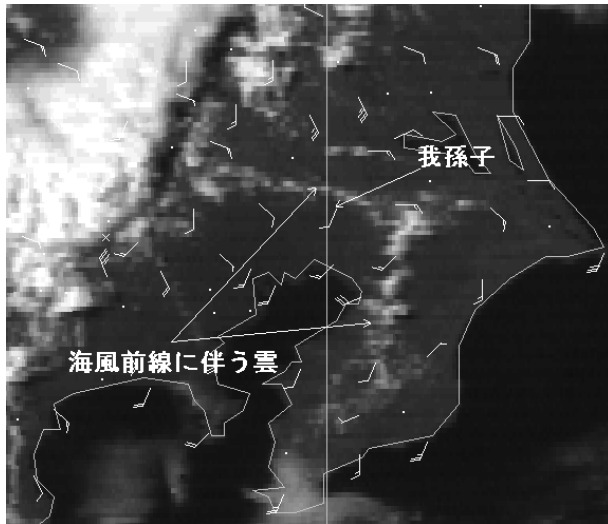
図 3-3-37 上段の図では、「海風前線に伴う雲」のうち、東京湾北側の東西に連なる部分は、01UTC 頃から東京湾沿岸で発生し、ゆっくり北上したものである。房総半島の南北に連なる部分は、日中になって房総半島に広く発生した Cu が、次第に図のように線状になったものである。図 3-3-37 に重ねて表示したアメダスの風及び図 3-3-38 の我孫子のアメダス時系列から、この雲には地上風のシャドーラインが対応している。このようなことから、このシャドーラインは海風前線であり、海風前線上に雲が発生することにより可視化されたものであると見られる。

図 3-3-37 下段の図は、上段の図から 1 時間後の画像である。「海風前線に伴う雲」の一部は、赤外画像で白又は明るい灰色 (白いほど雲頂温度が低い) であることから Cb や Cg に発達した事が分かる。次の

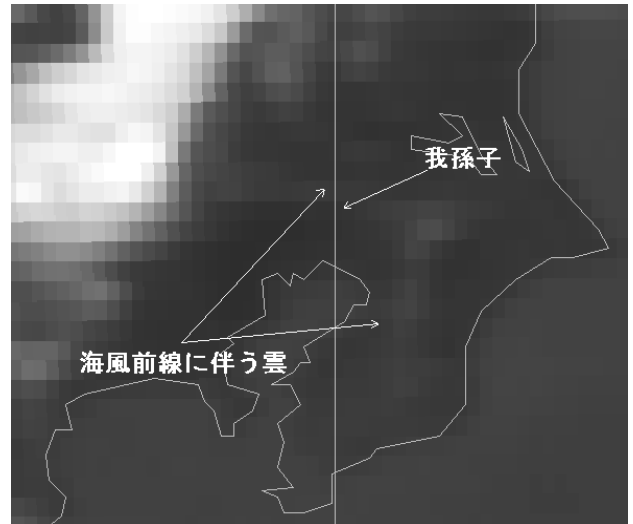
1 時間後にはこの Cg も Cb に発達した。

図 3-3-39 は気象研究所のレーダーエコーである。図 3-3-37 下段の図の「海風前線に伴う雲 (Cb、Cg を含む)」には、図 3-3-39 の左図中の「晴天エコー」、「Cb」及び「降水エコー」が対応する。「晴天エコー」は、反射強度が弱いこと、現業レーダーでエコーがないこと及びアメダス雨量がないことから晴天エコー (非降水エコー) であると推定できる。10 分後の図 3-3-39 の右図では、房総半島でエコーが急速に発達している。

図 3-3-37 で、図の北西部に大規模な Cb 域があり東進している。この Cb 域が東進してくる前に、上記のように海風前線上の Cu が Cb に発達した。このことは、海風前線が対流雲発達の引き金になったことを示している。



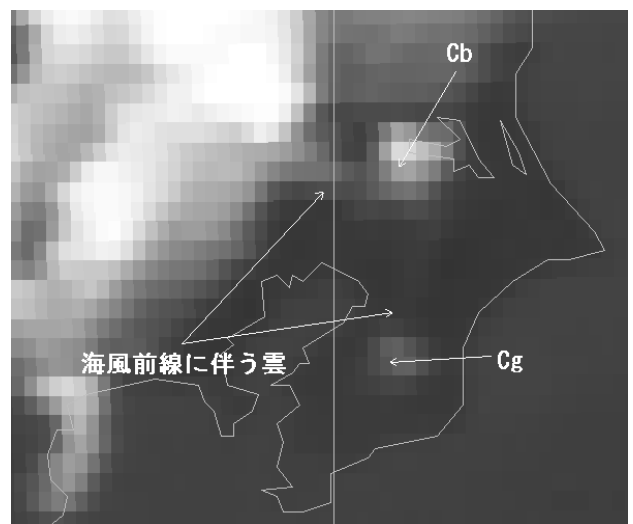
(a) 0430UTC の可視画像



(b) 0430UTC の赤外画像



(c) 0537UTC の可視画像



(d) 0537UTC の赤外画像

図 3-3-37 2000年7月2日の衛星画像

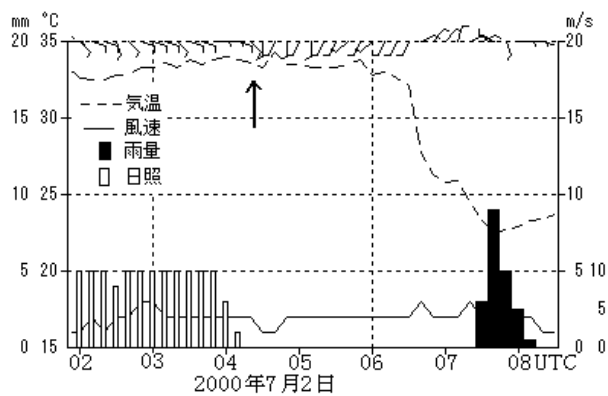


図 3-3-38 千葉県我孫子のアメダス。矢印は海風前線の通過を示す

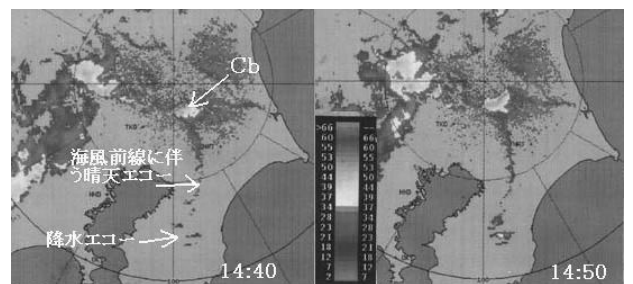


図 3-3-39 気象研究所レーダーエコー 2000年7月2日  
 図中の時刻は日本標準時  
 左図は、図 3-3-37 (c)、(d) の3分後である。  
 (気象研究所 赤枝 健治氏提供)

## MCC と雲クラスター

MCC (Mesoscale Convective Complexes) は Maddox (1980) が北アメリカ大陸上に発生する大きな対流雲の集団について衛星画像を用いて調査し、整理したもので、MCC の定義として「大きさ」や「継続時間」、「形」など5つの判定条件を示している。

例えば、「大きさ」の条件として雲塊の上面の輝度温度 (TBB) が $-32^{\circ}\text{C}$ 以下の面積が 10 万  $\text{km}^2$ 以上、 $-52^{\circ}\text{C}$ 以下の面積が 5 万  $\text{km}^2$ 以上であることとしている。また、「継続時間」は「大きさ」の2つの条件が6時間以上継続すること、「形」は $-32^{\circ}\text{C}$ より低い雲塊の上面が最も広がったとき、長径と短径の比 (扁平度) が 0.7 以上であること、「発生」「消滅」についてはいずれも「大きさ」の条件を満たすかどうかの時点としている。

MCC については、その後アメリカ大陸以外でも調査が行われ、アフリカ大陸上にも同様の対流雲の複合体があることが指摘されたほか、インド周辺や中国大陸でも見られることが分かった。

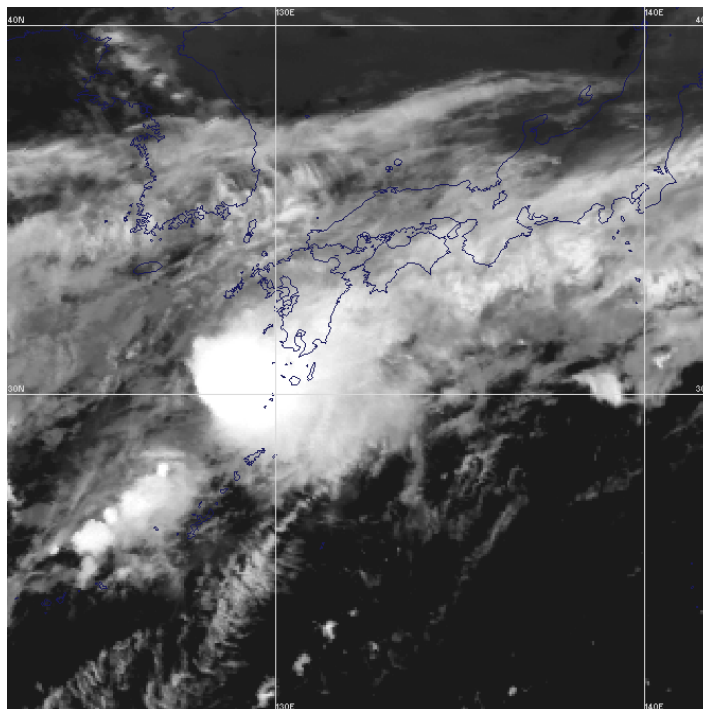
日本周辺でも集中豪雨を降らせるこうした発達した団塊状の対流雲が知られているが、広大な大陸上と海洋上の違いによるものか、Maddox が定義したスケールのもものは報告例が少ない。

日本周辺については岩崎・武田 (1993) が「メソスケール雲クラスター」と呼んで、梅雨期の出現特性を調査している。この中でメソスケール雲クラスターの基準を ①TBB が $-50^{\circ}\text{C}$ 以下の雲域が円形ないし楕円形を呈し、その直径が 100km 以上であること ②雲塊の縁 (特に西側) で TBB の勾配が大きいこと ③中緯度で発生したこと、とした。調査によれば、日本周辺の梅雨期の雲クラスターの特徴として平均寿命は 14 時間未満、最大直径の平均は 170km であった。また、最大直径が大きいほど寿命が長いこと、最大直径が 200km 以上の大きな雲クラスターは大陸上に多く、小さい雲クラスターは海洋上で多く形成される傾向があった。なお、雲クラスターは Cb クラスターとも呼ばれる。

岩崎・武田 (1993) の調査結果からも、日本付近では Maddox (1980) が指摘したようなスケールの MCC はほとんど見られないが、東シナ海では比較的大規模な雲クラスターが発生し、九州などに激しい雨をもたらすことが知られている。

付図は 2001 年 6 月 20 日 15UTC の赤外画像である。九州の南西海上にほぼ円形の雲クラスターが見られる。この雲クラスターはスケールがやや小さいものの、ほぼ MCC に匹敵するもので、この後も東進を続け、九州南部を通過したあと衰弱した。この雲域の一部がかかった鹿児島県輝北町では 1 時間に 56 ミリ、鹿児島市では 46 ミリ、宮崎県都城市でも 45 ミリの激しい雨が降った。

(村中 明)



付図 2001 年 6 月 20 日 15UTC の赤外画像